Commission géologique du Canada

Géologie du Canada, nº 1

LE QUATERNAIRE DU CANADA ET DU GROENLAND

Rédacteur scientifique

R.J. Fulton

1989

Le présent ouvrage constitue le volume K-1 de la série *Geology of North America* produite par la Geological Society of America dans le cadre du projet *Decade of North American Geology*.

90-03257/

© Ministère des Approvisionnements et Services Canada 1989

En vente au Canada par l'entremise des
Librairies autorisées et autres libraires
ou par la poste auprès du

Centre d'édition du gouvernement du Canada
Approvisionnements et Services Canada
Ottawa, Canada K1A 0S9

et des

Bureaux de la Commission géologique du Canada:

601, rue Booth
Ottawa, Canada K1A 0E8

3303-33rd Street N.W
Calgary, Alberta T2L 2A7

100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia V6B 1R8

Des exemplaires de cette publication sont également
déposés dans diverses bibliothèques publiques du Canada

Cat. No. M40-49/1F
ISBN 0-660-92537-0 (vol. 1)

Prix sujet à changement sans préavis

Imprimé au Canada

This publication is also available in English

Rédaction scientifique
M. Parent

Coordination
P. Côté

Traduction
Bureau de la traduction, Secrétariat d'État
Traducteurs principaux: N. Lemieux
J. Kingsley
M. Veyrat

Conception et mise en page
M.J. Kiel
P.A. Melbourne
D.A. Busby

Cartographie
Section de la cartographie, CGC, Ottawa

Page couverture

Glacier Kuskawalsh, parc national de Kluane, Territoire du Yukon.
Photo de M. Poirel, Centre de photographie, ASC.

PRÉFACE

La série *Geology of North America* a été préparée pour marquer le centenaire de la Geological Society of America. Elle représente l'effort de collaboration de plus de mille personnes appartenant aux milieux universitaires, organismes d'État et fédéraux de nombreux pays, et les efforts de l'industrie en vue de préparer des synthèses qui, dans la mesure du possible, soient à jour et fassent autorité, relativement à la géologie du continent nord-américain et des régions océaniques adjacentes.

Cette série fait partie du projet *Decade of North American Geology* (DNAG), qui inclut aussi la préparation de huit cartes établies à l'échelle de 1/5 000 000 et résumant la géologie, la tectonique, la configuration des anomalies magnétiques et gravimétriques, les champs régionaux de contraintes, les caractéristiques thermiques, la sismicité et la néotectonique de l'Amérique du Nord. Rassemblés, les volumes et cartes de synthèse constituent le premier effort coordonné visant à intégrer toutes les connaissances existantes sur la géologie et la géophysique d'une plaque crustale à l'échelle régionale.

Les résultats du projet DNAG exposent les connaissances acquises au cours des années 80 en matière de géologie et géophysique de l'Amérique du Nord, et indiquent l'orientation des recherches à poursuivre au cours des prochaines décennies.

Depuis sa fondation en 1842, la Commission géologique du Canada a préparé et publié des compilations sur la géologie du Canada. Ce volume représente une partie de la septième synthèse de ce type; en plus de constituer une portion des séries du projet DNAG, il est l'un des neuf volumes composant l'édition la plus récente de la *Géologie du Canada*.

J.O. Wheeler
Rédacteur général des volumes
publiés par la
Commission géologique du Canada

A.R. Palmer
Rédacteur général des volumes
publiés par la
Geological Society of America

REMERCIEMENTS

Bien que la série de la *Géologie du Canada* soit produite et publiée par la Commission géologique du Canada, les personnes et organismes mentionnés ci-dessous, par l'entremise de la Fondation canadienne de géologie, ont aidé à assumer les coûts spéciaux reliés au volume sur l'orogène appalachien au Canada et au Groenland.

Alberta Energy Co. Ltd.
Bow Valley Industries Ltd.
Société BP du Canada Ltée
L'Énergie Canterra Ltée
Ressources énergétiques Norcen Ltée
Petro-Canada
Shell Canada Ltée
Ressources Westmin Ltée

J.J. Brummer
D.R. Derry (décédé)
R.E. Folinsbee

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos 1

PREMIÈRE PARTIE: LE QUATERNAIRE DES RÉGIONS CANADIENNES

Introduction 13

1. Le Quaternaire de la Cordillère canadienne 15
2. Le Quaternaire des Plaines intérieures du Canada 101
3. Le Quaternaire du Bouclier canadien 185
4. Le Quaternaire des basses terres du Saint-Laurent 341
5. Le Quaternaire de la région des Appalaches atlantiques du Canada 419
6. Le Quaternaire des îles de la Reine-Élisabeth 475

DEUXIÈME PARTIE: APPLICATIONS DE LA GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE AU CANADA

Introduction 515

7. Environnements quaternaires au Canada documentés par des dossiers paléobotaniques 517
8. Géodynamique quaternaire au Canada 583
9. Processus géomorphologiques au Canada 617
10. Géochimie des terrains au Canada 697
11. Ressources quaternaires du Canada 717
12. Influence du Quaternaire sur l'habitat canadien 753

TROISIÈME PARTIE: LE QUATERNAIRE DU GROENLAND

Introduction 795

13. Le Quaternaire des régions extraglaciaires du Groenland et des plates-formes continentales adjacentes 797
14. Évolution dynamique et climatique de l'inlandsis du Groenland 853

Index 885

AVANT-PROPOS

R.J. Fulton

Le Quaternaire est la période géologique dans laquelle nous nous trouvons actuellement. Par convention internationale, le début du Quaternaire est fixé à 1,64 Ma (limite entre le Pliocène et le Pléistocène). Le Quaternaire est principalement caractérisé par des variations climatiques marquées, par des glaciations et par divers autres processus engendrés par ces changements climatiques. Ces changements ont eu plusieurs effets: croissance et décroissance d'inlandsis d'échelle continentale bien sûr, mais aussi transgression et régression marines, avancée et recul des déserts, migration et extinction de plusieurs espèces animales et végétales. À l'échelle humaine, cette période dynamique est particulièrement importante puisqu'il s'agit de l'âge de l'homme.

Le Quaternaire est la période géologique la plus récente, et donc celle que nous connaissons le mieux; c'est aussi au cours de cette période que la surface de la Terre, façonnée par les processus géologiques, a pris l'aspect que nous lui connaissons aujourd'hui. Les événements du Quaternaire ont contribué dans une large mesure à former les sols dont nous tirons notre subsistance, et les forêts que nous exploitons pour leurs ressources en bois; ils sont responsables de la mise en place les matériaux en surface sur lesquels nous devons construire nos bâtiments, nos routes et nos pipelines; ils ont déposé cette succession complexe d'unités géologiques dont la plupart de nos ressources en eaux souterraines sont extraites, et dans lesquelles nous enfouissons nos déchets solides ou déversons nos déchets liquides. Il semble tout à fait plausible de croire que les variations climatiques futures seront calquées sur celles des périodes antérieures; pour être en mesure de prévoir ces variations et d'en prédire les effets probables sur la distribution régionale des phénomènes climatiquement contrôlés, le pergélisol par exemple, il nous faut connaître les caractéristiques et les mécanismes des variations climatiques du Quaternaire.

Ce premier volume de la *Géologie du Canada* a pour objectif de présenter une synthèse de la géologie quaternaire du Canada et du Groenland. Le lecteur pourra à la fois se familiariser avec les régions qui lui sont moins bien connues, et intégrer dans une perspective élargie les connaissances déjà acquises sur les régions qui lui sont plus familières. Pour le non-quaternariste, le lecteur étranger et l'étudiant, ce volume se veut un ouvrage de référence, une introduction au Quaternaire du Canada et du Groenland, une première source bibliographique des publications sur le sujet.

Ce volume est divisé en trois parties. La première partie couvre l'aspect régional de la géologie quaternaire du Canada (fig. 1); elle fournit des renseignements descriptifs sur les matériaux, la stratigraphie et les événements du Quaternaire; des synthèses régionales de l'histoire du Quaternaire y sont pésentées. La deuxième partie traite plus particulièrement de certains aspects thématiques de la géologie du Quaternaire, qui sont applicables à toutes les régions du Canada. Les chapitres thématiques qui la composent visent à mieux faire comprendre quelques-uns des processus et des changements qui ont caractérisé le Quaternaire, et aussi à faire ressortir l'importance de la géologie et des événements quaternaires dans des situations courantes. Ces thèmes sont aussi abordés dans les chapitres régionaux de la première partie, mais généralement de façon plus superficielle. La troisième partie est consacrée à la géologie quaternaire du Groenland. Dans un premier chapitre, le Quaternaire est présenté régionalement (régions non englacées du Groenland oriental, du Groenland occidental et du Groenland septentrional, et régions sous-marines). L'autre chapitre, le dernier de ce volume, traite plus spécifiquement de l'inlandsis du Groenland.

Fulton, R.J.
1989: Avant-propos sur le Quaternaire du Canada et du Groenland. Le Quaternaire du Canada et du Groenland, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Le Quaternaire est souvent décrit comme étant l'âge des glaciations. Non pas que le Quaternaire ait été exclusivement glaciaire, puisqu' à plusieurs reprises au cours du Quaternaire, les conditions climatiques étaient aussi chaudes, sinon plus, que les conditions actuelles. Il ne faut pas penser non plus que les glaciations sont des phénomènes spécifiques au Quaternaire; on a découvert de par le monde des indices géologiques de glaciations remontant jusqu'à 2,5 Ga, ainsi que des dépôts glaciaires appartenant à des âges glaciaires bien antérieurs au Quaternaire. Néanmoins, l'étude des sédiments marins et terrestres indique qu'à compter de 2 Ma environ, l'évolution du climat terrestre a été marquée par une alternance d'oscillations chaudes et froides et que ces cycles duraient une centaine de milliers d'années. Les cycles de refroidissement n'ont pas tous conduit à des paroxysmes glaciaires, et les limite des inlandsis ont varié d'une glaciation à l'autre. Cependant, chaque oscillation climatique, en se traduisant par l'avancée ou le retrait des glaciers et des mers, a laissé son empreinte sur la distribution des flores, des faunes et des dépôts géologiques.

DÉFINITION DU QUATERNAIRE DU CANADA

Il est difficile de dater et de corréler les dépôts qui peuvent être attribués sans ambiguité à des glaciations anciennes. Par convention, le début du Quaternaire est fixé à environ 1,64 Ma; cette limite inférieure coïncide approximativement avec le début des grandes oscillations climatiques et est marquée par des changements majeurs dans les faunes marines et terrestres. Le stratotype de cette limite, adopté par la Commission stratigraphique internationale, est la coupe de Vrica, à Calabre, en Italie, et la limite entre le Quaternaire et le Pliocène est placée entre 3 et 6 m audessus de la Zone polaire normale d'Olduvai (Basset, 1985; Aguirre et Pasini, 1985).

La période quaternaire est subdivisée en deux époques, le Pléistocène et l'Holocène, celui-ci couvrant les 10 derniers millénaires (fig. 2). Le Pléistocène est subdivisé à son tour en inférieur, moyen et supérieur. La limite propo-

sée entre le Pléistocène inférieur et le Pléistocène moyen coïncide avec la transition entre la Zone polaire normale de Bruhnes et la Zone polaire inverse de Matuyama (environ 790 ka, Johnson, 1982), tandis que la limite entre le Pléistocène moyen et le Pléistocène supérieur est communément placée au début du dernier interglaciaire (130 ka, soit l'âge approximatif du début de l'étage 5 de la stratigraphie isotopique marine). Au Canada, la toute dernière partie du Pléistocène moyen est désignée sous le nom de « Illinoien » ou « Étage illinoien », et le Pléistocène supérieur est divisé en deux étages, le Sangamonien et le Wisconsinien, dont la limite est située à 80 ka (soit l'âge approximatif de la limite entre les étages 4 et 5 de la stratigraphie isotopique marine). Le Wisconsinien se subdivise en sous-étages inférieur, moyen et supérieur, avec des limites à 65 ka (l'âge approximatif de la fin de l'étage isotopique 4) et à 23 ka (alors que la majeure partie du territoire canadien était sous l'influence de la dernière avancée glaciaire majeure).

Cette subdivision stratigraphique du Quaternaire est hybride; bien qu'elle ne soit pas rigoureusement conforme au Code stratigraphique nord-américain (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983), nous avons voulu utiliser une terminologie rationnelle et cohérente tout en adhérant le plus possible à l'usage établi. L'Illinoien, le Sangamonien et le Wisconsinien (unités chronostratigraphiques) sont des étages définis dans des coupes types situées dans le Midwest américain (Willman et Frye, 1970). Dans le présent volume, le Sangamonien et le Wisconsinien équivalent respectivement à l'étage 5 et aux étages 4 à 2 de la stratigraphie isotopique marine, tels que définis par Shackleton et Opdyke (1973, 1976) à partir des carottes V28-238 et V28-239 du Pacifique équatorial. Même si les subdivisions du Wisconsinien sont appelées sous-étages (unités chronostratigraphiques), elles sont désignées par les termes « inférieur », « moyen » et « supérieur » (termes généralement utilisés dans le cas d'unités géochronologiques) suivant ainsi l'usage préconisé par Dreimanis et Karrow (1972).

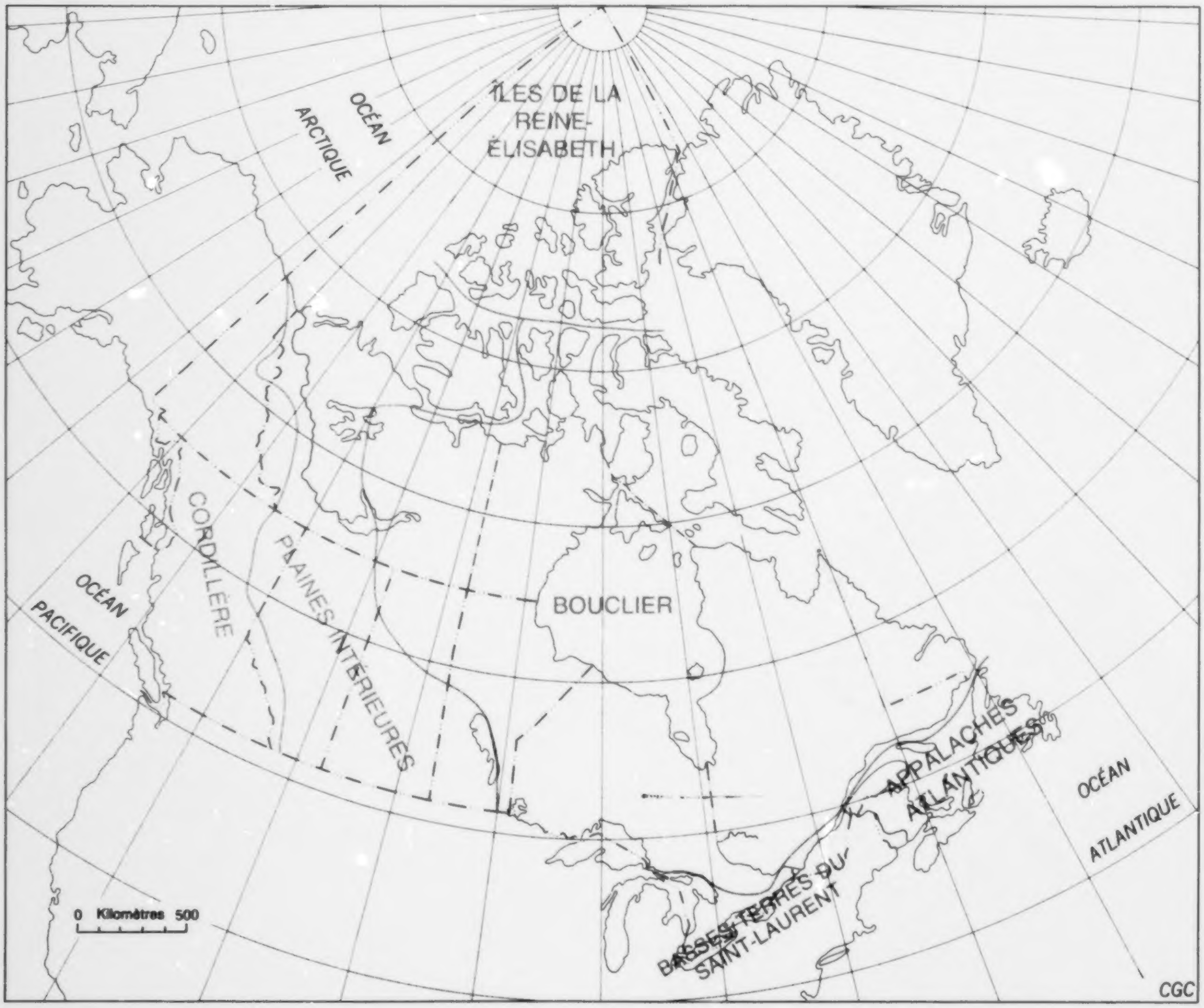


Figure 1. Limites des grandes régions présentées dans la première partie du volume.

Idéalement, toutes les limites d'un système stratigraphique devraient être définies par des stratotypes, établis sur la foi de critères semblables, et datés au moyen de méthodes semblables; cependant, la disponibilité de dépôts et de coupes propices à l'identification de ces limites, de même que la nature des techniques de datation utilisables, varient selon l'âge des dépôts. Le cadre stratigraphique de l'Holocène, du Wisconsinien supérieur et d'une partie du Wisconsinien moyen est fondé sur des dépôts continentaux qui sont corrélés principalement par la datation au ^{14}C; en effet, dans cet intervalle stratigraphique, les dépôts continentaux sont abondants et beaucoup renferment des matériaux pouvant être datés au ^{14}C. Avant le Wisconsinien moyen, la stratigraphie continentale est fragmentaire; et comme il n'existe pas pour cette période une technique de datation aussi fiable et aussi universelle que la méthode du ^{14}C, il n'est pas possible d'établir un cadre régional sur le seul témoignage des dépôts continentaux. Les dépôts marins constituent par contre une séquence relativement continue; les matériaux qu'ils renferment peuvent être datés à l'aide de diverses techniques autres que le ^{14}C, et des unités proxyclimatiques peuvent être déduites de l'étude détaillée de la composition isotopique ($^{18}O/^{16}O$) des fossiles. Les unités climatostratigraphiques continentales du Wisconsinien moyen, du Wisconsinien inférieur et de l'Illinoien peuvent être corrélées avec les unités proxyclimatiques de la stratigraphie isotopique marine; lorsque ces unités continentales ne contiennent pas de matériaux datables, les âges des unités proxyclimatiques océaniques peuvent leur être appliqués. La stratigraphie des dépôts continentaux antérieurs à l'Illinoien est encore plus fragmentaire, et donc plus difficile à corréler avec les unités proxyclimatiques de la stratigraphie isotopique océanique. Les datations peuvent être effectuées par la méthode des traces de fission ou celle du potassium/argon, lorsque les dépôts contiennent des téphras ou qu'ils sont associés à des dépôts volcaniques, mais ces matériaux ne sont présents que localement. Le paramètre commun le plus facilement mesurable, et dans les dépôts continentaux et dans les dépôts marins, est le paléomagnétisme. Pourvu quil soit caractéristique, l'enregistrement paléomagnétique d'un dépôt peut être corrélé avec la signature paléomagnétique mondiale, et le dépôt isolé peut être ainsi « daté ». Le paléomagnétisme est le principal critère utilisé pour définir les limites entre le Pléistocène moyen et le Pléistocène inférieur, et entre le Pléistocène et le Pliocène.

DÉVELOPPEMENT DE LA GÉOLOGIE QUATERNAIRE AU CANADA

La connaissance des aspects régionaux de la géologie quaternaire du Canada a débuté peu après la fondation de la Commission géologique du Canada en 1842. Auparavant, des explorateurs et des scientifiques en visite s'étaient livrés à diverses observations sur la géologie du Quaternaire, abordant aussi d'autres aspects de la géologie, de la faune, de la flore et du paysage; cependant, il ne s'était pas fait d'observations systématiques visant expressément à résoudre des problèmes spécifiques ou à approfondir la connaissance d'une région. Après la fondation de la Commission géologique du Canada, les géologues, qui étaient en réalité des naturalistes, ont commencé à effectuer des observations systématiques sur les phénomènes quaternaires et sur tous les autres aspects de la géologie. Dès 1863, on avait rassemblé suffisamment de données pour

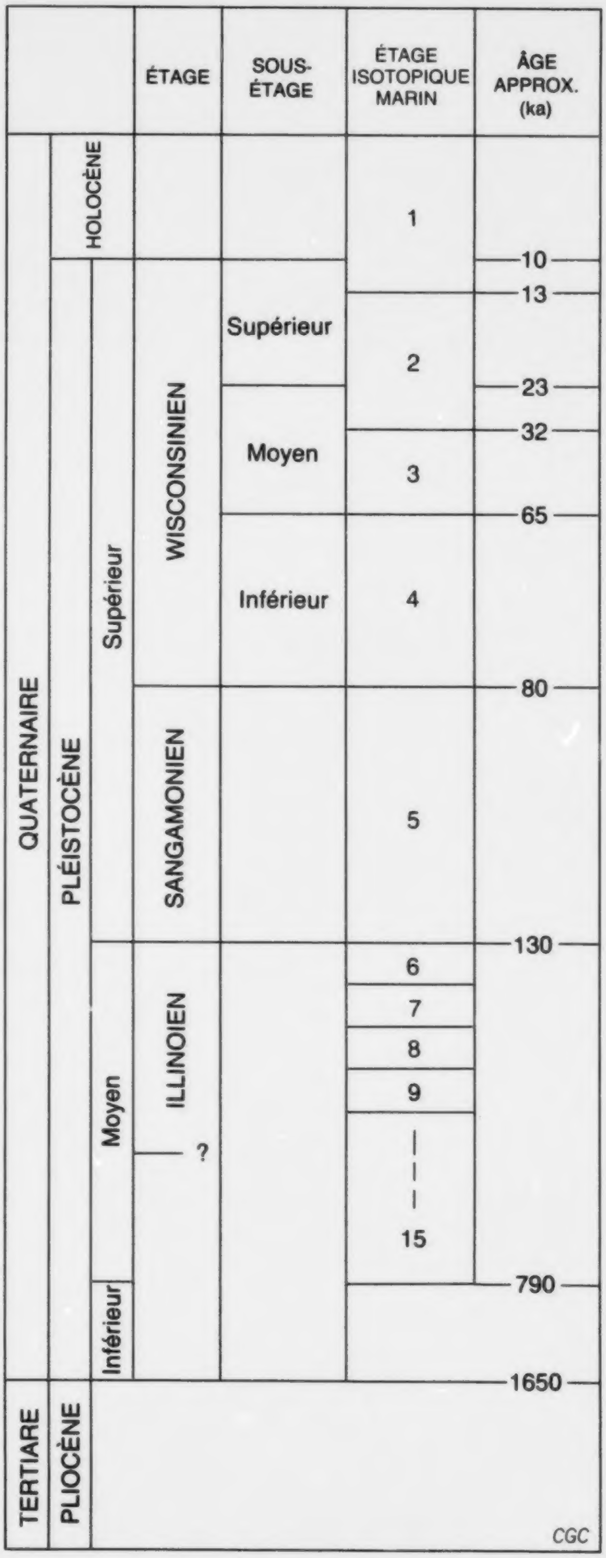


Figure 2. Subdivisions du Quaternaire en usage au Canada.

dresser une carte des dépôts en surface du Canada et pour inclure un chapitre sur la « géologie superficielle » dans l'ouvrage intitulé « Geology of Canada ».

Vers le début des études sur le Quaternaire au Canada, la théorie qui attribuait au drift une origine glaciaire était en voie de rallier l'opinion scientifique, au détriment de l'hypothèse d'une origine marine. La plupart des chercheurs canadiens favorisaient alors une origine glaciaire, quoique certains auteurs, G.M. Dawson (1849-1901) par exemple, aient fait dans leurs tout premiers travaux des concessions en faveur de l'autre hypothèse. Les traces d'une profonde abrasion, les formes de relief arrondies sculptées dans la roche dure et le caractère uniformément unidirectionnel du transport des matériaux constituaient autant de preuves indiscutables d'actions glaciaires. Quant à la thèse d'une origine marine, elle ne semblait plausible que dans les régions qui avaient été submergées durant la déglaciation et simultanément soumises à une action glacielle vigoureuse. Le dernier et le plus ardent défenseur de la théorie « diluvienne » a été J.W. Dawson (1820-1898), le père de G.M. Dawson. Jusqu'à sa mort, il a continué d'affirmer que l'origine marine du drift trouvait sa confirmation dans les processus modernes liés aux glaces flottantes et aux glaces littorales dans l'estuaire du Saint-Laurent.

Plusieurs éminents géologues ont recueilli des données sur le Quaternaire dans le cadre des premiers levés géologiques régionaux. R. Bell (1841-1917) étudia la stratigraphie des sédiments quaternaires dans les basses terres de la baie d'Hudson, fit certaines des premières observations sur l'extension et l'origine du Lac glaciaire Agassiz, contribua à l'étude paléo-écologique des dépôts de la Mer de Champlain et participa à l'élaboration du chapitre consacré à la « géologie superficielle du Canada » dans l'édition de 1863 du volume « Geology of Canada ». G.M. Dawson reconnut l'existence de plusieurs grands systèmes d'écoulement glaciaire entre le lac des Bois et les Rocheuses, donna son nom au « Laurentide Ice Sheet », formula le concept d'un « Grand glacier cordillérien », étudia la stratigraphie des sédiments quaternaires dans le sud-ouest de l'Alberta et fit un grand nombre d'observations judicieuses sur le Quaternaire de la Cordillère. C'est à J.B. Tyrrell (1858-1957) que l'on attribue généralement la paternité de la théorie d'un inlandsis dynamique. Fort d'un grand nombre d'observations faites dans le nord du Manitoba et dans le district de Keewatin, il reconstitua un inlandsis comportant plusieurs centres de dispersion régionaux dont la croissance et la décroissance étaient légèrement asynchrones et dont la position variait au gré des avancées et des retraits de l'inlandsis. A.P. Low (1861-1942), pour sa part, mit en évidence l'existence et la migration de centres de dispersion régionaux semblables à l'est de la baie d'Hudson.

R. Chalmers (1833-1908) concentra ses travaux sur la géologie des formations en surface. La plupart de ses levés furent exécutés au Nouveau-Brunswick, dans l'est du Québec et dans certaines parties de la Nouvelle-Écosse et de l'Île-du-Prince-Édouard. Il dressa des cartes de l'extension de la submersion marine et reconnut l'importance des centres locaux de dispersion glaciaire, formulant le concept d'un inlandsis appalachien au Québec méridional. A.P. Coleman (1852-1939) se distingua lui aussi dans le domaine de la géologie quaternaire. Il mit à profit les données recueillies au fil de levés régionaux dans les provinces de l'Atlantique et dans l'est du Québec pour développer ses idées sur l'extension et l'épaisseur des glaces du Labrador; de plus, grâce à de nombreuses années de recherches minutieuses, il contribua dans une très large mesure à l'étude stratigraphique et paléo-écologique des dépôts de la région de Toronto.

Durant la première moitié du XX^e siècle, des chercheurs étrangers firent d'importantes contributions à l'étude du Quaternaire canadien. J.W. Goldthwait (1880-1947), un Américain, effectua de nombreux travaux dans les Maritimes et dans les basses terres du Saint-Laurent, faisant progresser considérablement nos connaissances sur la Mer de Champlain et sur les liens entre les épisodes champlainiens et les épisodes glaciolacustres des régions situées plus au sud. E. Antevs (1888-1974), un Scandinave, effectua des travaux de cartographie et des études de corrélation varvaire dans plusieurs régions canadiennes, et produisit des rapports sur le retrait du dernier inlandsis dans l'est du Canada et au Manitoba.

Comme les inlandsis quaternaires s'étendaient au-delà de la frontière canado-américaine, le développement des concepts sur le Quaternaire au Canada a été influencé par les travaux et les idées des chercheurs américains. Ainsi, les Canadiens reprirent et développèrent les idées avancées par W. Upham (1850-1934) sur l'évolution du Lac glaciaire Agassiz; ce chercheur américain travailla d'ailleurs quelque temps auprès de la Commission géologique du Canada dans le sud du Manitoba. R.F. Flint (1902-1976) influença plusieurs générations de quaternaristes par sa théorie sur le développement de l'Inlandsis laurentidien. Ce chercheur était en désaccord avec Tyrrell sur l'importance à accorder aux centres locaux de dispersion glaciaire; il admettait bien l'existence de centres d'écoulement distincts à l'intérieur de l'Inlandsis laurentidien, mais il estimait que leur grand nombre indiquait qu'ils n'avaient eu qu'une importance locale. La théorie qu'il avança sur la croissance des glaces laurentidiennes suggérait une expansion vers l'ouest des masses glaciaires à partir des hautes terres de l'Est canadien; son modèle admettait l'existence de centres de dispersion locaux dans les zones périphériques de l'inlandsis mais considérait que l'élément dominant était une épaisse masse glaciaire centrée sur la baie d'Hudson. Par ailleurs, les idées de R.P. Goldthwait, N.E. Odell et M.L. Fernald, entre autres, orientèrent le développement des concepts quant à l'existence de nunataks et de refuges biologiques, et quant à la position des dernières limites glaciaires dans l'Est canadien. Les travaux stratigraphiques de T.C. Chamberlin, F. Leverett, L. Horberg, J.C. Frye, W.C. Alden, P. MacClintock, G.M. Richmond et B. Willis influencèrent le développement du cadre stratigraphique du Quaternaire canadien. Les travaux de J.L. Hough, R.F. Flint, S.R. Moran, L. Clayton et D.S. Fullerton ont aussi eu une grande influence quant à l'évolution morphogénétique, à la chronologie et à la configuration de l'avancée et du retrait glaciaire, de même que sur le développement des lacs glaciaires.

Une des figures importantes des études sur le Quaternaire durant la première moitié du XX^e siècle est le Canadien W.A. Johnston (1874-1949), le premier géologue depuis Chalmers à travailler exclusivement sur des problèmes de géologie quaternaire au sein de la Commission géologique du Canada. Johnston dressa des cartes de dépôts en surface et étudia des problèmes relatifs à la Mer de Champlain dans la région d'Ottawa; il augmenta le volume croissant de données sur l'inclinaison des paléori-

vages dans la région des Grands Lacs, cartographia une bonne partie du sud du Manitoba et de la Saskatchewan et jeta un nouvel éclairage sur la nature du delta du fleuve Fraser.

Durant la seconde moitié des années 30, c'est dans le cadre d'études sur les eaux souterraines que furent entrepris des travaux régionaux de cartographie des dépôts en surface et de stratigraphie quaternaire; ces travaux marquèrent le début d'un renouveau dans les travaux géologiques portant sur les formations en surface. Au lendemain de la Seconde Guerre mondiale, la Commission géologique du Canada augmenta ses travaux dans ce domaine, et plusieurs provinces ajoutèrent un volet quaternaire à leurs programmes de levés géologiques. C'est ainsi que, sur les fondements posés par leurs prédécesseurs, une nouvelle génération de chercheurs s'employa à cartographier systématiquement les dépôts quaternaires au Canada et à étudier leur stratigraphie.

Entre temps, les géologues qui cartographiaient le substratum rocheux continuèrent à faire certaines observations routinières sur les phénomènes quaternaires (notamment les stries glaciaires), consacrant généralement une ou deux pages de leurs rapports aux phénomènes glaciaires. Certains d'entre eux ont même apporté une contribution importante à la géologie du Quaternaire. H.S. Bostock, à l'époque où il travaillait dans la Cordillère, a acquis une bonne connaissance du Quaternaire de cette région. En se fondant sur les stries et le transport des erratiques, il détermina la direction de l'écoulement glaciaire, nota la limite supérieure des erratiques dans de nombreuses régions, décrivit les processus de déglaciation et la formation de lacs par suite des avancées néoglaciaires, traça les limites glaciaires d'âges différents au Yukon, et présenta une classification physiographique de la Cordillère. J.E. Armstrong, lui aussi lors de travaux de cartographie du substratum dans la Cordillère, fit une foule d'observations remarquables sur le Quaternaire du nord et du centre de la Colombie-Britannique, pour ensuite se livrer à des recherches quaternaires dans la basse vallée du Fraser, dont il cartographia la majeure partie et où il effectua et inspira d'importantes études stratigraphiques. D'autres géologues ont fait leur large part dans l'étude du Quaternaire de la Cordillère grâce à leur cartographie des phénomènes glaciaires; mentionnons les noms de H.W. Tipper, R.B. Campbell, H. Gabrielse, W.H. Mathews, J.E. Muller, A. Sutherland Brown, et J.O. Wheeler. R.L. Christie, dans le cadre de ses levés du substratum rocheux dans les îles de l'Arctique, publia aussi un rapport sur la géologie des formations en surface du nord-est de l'île d'Ellesmere. J. Tuzo Wilson étudia les drumlins et l'écoulement glaciaire en Nouvelle-Écosse; il fut un des pionniers de la photo-interprétation des formes et dépôts glaciaires dans le district de Keewatin.

Les travaux systématiques de cartographie régionale et les études de la stratigraphie du Quaternaire se poursuivirent et se multiplièrent au cours des années 50 et 60. La Commission géologique du Canada et les bureaux géologiques provinciaux conjuguèrent leurs efforts pour couvrir une bonne partie des territoires habités du pays; leur objectif principal était de recueillir des données devant servir à l'étude des sols agricoles et forestiers, à l'étude des eaux souterraines, aux travaux de génie et à l'aménagement du territoire.

La première carte glaciaire du Canada (Wilson et al., 1958) montrait l'orientation des marques et des formes d'écoulement glaciaire, les limites de submersion marine et lacustre, les eskers et les ceintures morainiques. Compilée par un comité de l'Association géologique du Canada sous la direction de J. Tuzo Wilson, cette carte fut la première à brosser un tableau relativement complet de la glaciation au Canada.

Durant les années 50 et 60, les quaternaristes purent tirer profit des moyens logistiques que la Commission géologique du Canada avait mis en place dans le Nord au fil de ses projets de cartographie de reconnaissance. Ainsi, il fut possible à B.G. Craig, J.G. Fyles, H.A. Lee et O.L. Hughes d'effectuer des levés de reconnaissance dans une grande partie du Nord canadien. Les observations éparses provenant de ces travaux, combinées aux données systématiques recueillies dans le sud du Canada, rendirent possible la production d'une deuxième carte glaciaire (Prest et al., 1968) et son inclusion dans le chapitre de *Géologie et ressources minérales du Canada* (Douglas et Tremblay, 1974) consacré à la *Géologie du Quaternaire au Canada*. Cette carte, inspirée des travaux de V.K. Prest, indiquait la position et l'orientation des formes glaciaires, les limites des glaciations ainsi que les aires de submersion marine et lacustre, de façon plus détaillée que sur la carte produite dix ans auparavant. Prest produisit également une deuxième carte qui illustrait les changements de la configuration des glaciers durant le retrait glaciaire. Cette carte, la première à dépeindre le retrait de l'Inlandsis laurentidien dans son ensemble, a profondément marqué l'évolution des idées sur la dynamique des inlandsis; depuis sa publication, elle a été utilisée dans presque toutes les tentatives de reconstitution de la déglaciation.

Au début des années 60, le Conseil de recherche sur les pêcheries lança un programme d'échantillonnage et de cartographie des sédiments en surface au large de la côte est du Canada. Ce programme fut ensuite confié à l'Institut océanographique de Bedford, qui en élargit la portée; puis, il passa aux mains du Centre géoscientifique de l'Atlantique, qui le transforma en un important programme de recherche sur les dépôts quaternaires. Ainsi, ce qui à l'origine devait simplement consister à représenter graphiquement la texture d'échantillons prélevés avec des pinces et à interpréter la nature des fonds marins à partir d'échosondages radio s'est transformé en un grand programme de cartographie trimensionnelle, dans lequel des levés géophysiques sont utilisés pour cartographier l'étendue et l'épaisseur des dépôts, et établir la stratigraphie de carottes prélevées en des sites choisis de façon à servir de référence aux enregistrements sismiques. En 1980, la plate-forme Néo-Écossaise et une bonne partie des Grands Bancs avaient été couverts par ce programme, et les travaux avaient progressé vers le nord jusque dans la baie de Baffin. Le Conseil de recherche sur les pêcheries commença également des recherches dans les fjords de la côte du Pacifique, par échantillonnage de surface et par échosondage. Le département d'océanographie de l'université de la Colombie-Britannique ajouta des levés géophysiques à l'étude des fonds marins et étendit ces travaux aux détroits, aux bras de mer et à la plate-forme continentale située au large de la côte ouest. Avec la fondation du Centre géoscientifique du Pacifique en 1977, la Commission géologique du Canada entreprit des études régionales de la géologie quaternaire et des matériaux en surface, semblables à celles effectuées sur la côte est. Pour les besoins de l'exploration pétrolière au large des côtes, et aux fins de l'établissement des tracés des pipelines dans les années

70, des études sur la géologie des formations en surface furent effectuées dans les détroits et les bras de mer de l'archipel arctique et de la mer de Beaufort. De façon générale, ces travaux visaient essentiellement à recueillir des données sur les paramètres géotechniques des sédiments et sur les processus actuels.

À compter de 1970, la Commission géologique du Canada lança ses propres programmes de cartographie systématique du Quaternaire dans les régions difficilement accessibles du pays. Les premiers travaux au Labrador furent exécutés en réponse à une demande d'information en vue d'évaluer le potentiel forestier de la région; plus tard, des projets démarrèrent dans la vallée du Mackenzie et dans l'archipel arctique afin de recueillir des données pouvant contribuer à évaluer la viabilité de la construction d'oléoducs et de gazoducs, et à évaluer les incidences environnementales de l'exploration pétrolière dans le Nord canadien. Des programmes de recherche furent mis en place dans le district de Keewatin, dans le nord du Manitoba et sur les îles Banks et Victoria, en vue de développer des techniques de prospection glacio-sédimentaire, de déterminer systématiquement la composition géochimique des matériaux de surface et d'obtenir systématiquement des données de géologie quaternaire qui puissent contribuer à évaluer les incidences environnementales des futurs projets de développement.

Depuis 1950, trois innovations majeures ont profondément influencé l'étude du Quaternaire au Canada. La première est le développement de la datation au ^{14}C, laquelle permet de déterminer l'âge absolu de matériaux organiques qui ont moins de 50 ka et, du même coup, d'établir une stratigraphie du Quaternaire supérieur appuyée sur des âges absolus. Une deuxième innovation importante est issue de recherches sur la racémisation des acides aminés, qui a montré que la composition des acides aminés est en partie dépendante de l'âge; les rapports des différents acides aminés présents dans des substances organiques peuvent donc servir comme outil de corrélation et comme indicateur de l'âge relatif. Une troisième innovation qui a énormément influencé l'orientation des recherches sur le Quaternaire est l'étude de la composition isotopique de l'oxygène dans les coquilles marines. Ces travaux ont permis de reconnaître, dans les sédiments marins d'âge quaternaire, une série d'étages isotopiques dont l'âge est approximatif et qui sont théoriquement associés aux cycles glaciaires. Comme ces études ont été effectuées dans des bassins marins profonds, la séquence sédimentaire est censée être continue, de sorte que l'enregistrement des variations climatiques devrait y être complet. L'interprétation de ces séquences océaniques a donné lieu à des milliers d'études et de rapports sur la cyclicité des glaciations, sur les relations entre les glaciations et les paramètres orbitaux de la Terre et sur les causes des glaciations. Du point de vue de la stratigraphie continentale, l'intérêt de ces travaux réside essentiellement dans le fait qu'ils donnent accès à un profil stratigraphique continu auquel peut être comparée la séquence stratigraphique discontinue des dépôts quaternaires continentaux.

Depuis trois décennies, plusieurs quaternaristes se sont distingués par des travaux qui ont contribué à jeter les fondements de la science du Quaternaire au Canada. J.G. Fyles, par exemple, est celui qui a établi le cadre stratigraphique du Quaternaire dans le sud de la Colombie-Britannique; il a de plus effectué de nombreuses et excellentes observations et proposé bon nombre des concepts qui sous-tendent aujourd'hui notre compréhension Quaternaire de l'Arctique canadien; en outre, il a participé activement à la création de la Division du Quaternaire au sein de la Commission géologique du Canada. Quant à J.R. Mackay, il a à lui seul fait reculer les frontières de nos connaissances sur les processus liés au pergélisol; il a été l'inspirateur d'un grand nombre d'étudiants, qui aujourd'hui poursuivent son œuvre. V.K. Prest, le premier scientifique à avoir dirigé la Section du Pléistocène de la Commission géologique du Canada, est également celui à qui nous sommes redevables d'un grand nombre de nos idées actuelles sur les glaciations dans les provinces Maritimes; il a aussi profondément marqué notre conception de la dynamique de l'Inlandsis laurentidien, notamment par sa carte glaciaire et sa carte de la déglaciation du Canada. Mais la personne qui a probablement apporté la plus riche contribution à l'étude du Quaternaire canadien depuis un siècle est A. Dreimanis. Parmi les domaines où il a fait le plus, mentionnons la stratigraphie quaternaire, l'histoire glaciaire, la prospection glacio-sédimentaire, la genèse du till et la classification des dépôts glaciaires. En s'appuyant sur ses propres travaux et ceux de ses étudiants et collaborateurs, il a développé un cadre stratigraphique quaternaire pour la région des Grands Lacs et la vallée du Saint-Laurent; il a su intéresser nombre de chercheurs à l'étude de la composition des tills et à l'utilisation des données ainsi obtenues pour déterminer la provenance des tills et comprendre le transport des débris glaciaires; il également suscité un intérêt pour la structure et la texture des tills d'une part, et pour l'utilisation de ces informations dans l'interprétation et la compréhension de la genèse des dépôts glaciaires d'autre part.

Depuis quelques années, l'exploration minérale et l'évaluation des effets des pluies acides ont créé une nouvelle demande pour des données géologiques sur les formations en surface, ce qui n'est pas sans influer sur l'orientation des travaux en géologie du Quaternaire. En effet, l'accent est mis davantage sur l'acquisition systématique d'échantillons qui sont soumis à une série d'analyses chimiques afin de mieux connaître les propriétés géochimiques des matériaux en surface. Ainsi donc, l'étude du Quaternaire, qui se limitait à l'origine à des observations accessoires de la part de géologues dont les travaux de cartographie étaient orientés vers la découverte de gîtes minéraux, est devenue au fil des ans une discipline spécialisée dont les travaux servent entre autres à l'exploration minérale. La carte des dépôts en surface du Canada publiée en 1863, qui montrait des unités très généralisées définies à partir d'observations très éparses, a été suivie de plusieurs générations de cartes glaciaires illustrant principalement les formes dues à l'écoulement glaciaire et les limites glaciaires, et elle a finalement fait place à une carte des matériaux en surface qui indique la nature générale des dépôts recouvrant l'ensemble du pays. De même, le rapport rédigé en 1863 par Robert Bell, qui se résumait à quelques observations spécifiques faites pour la plupart dans l'Est canadien, a été le point d'un départ d'une progression ininterrompue qui a finalement abouti à la publication d'un ouvrage qui fait la synthèse de centaines de rapports et d'articles portant sur toutes les régions du pays.

CONSIDÉRATIONS SUR LES INLANDSIS CANADIENS

L'aspect dominant de l'histoire quaternaire du Canada est celui des glaciations; la majeure partie du territoire canadien a été recouverte par les glaces au moins une fois (fig. 3). Cependant, le nombre de fois que des inlandsis ont envahi le pays est inconnu, parce que l'érosion qui s'est produite subséquemment lors des avancées glaciaires et lors des périodes non glaciaires a oblitéré la plupart des traces des événements antérieurs. Dans plusieurs parties du pays, au moins quatre périodes glaciaires majeures ont été mises en évidence. D'une glaciation à l'autre, le modèle général de la croissance et du retrait des glaciers tendait à se ressembler; chaque fois, l'accumulation et l'écoulement des masses glaciaires s'effectuaient des hautes terres vers les côtes, et ces mêmes hautes terres étaient les dernières à être déglacées. Dans le détail, toutefois, chaque glaciation différait probablement des autres par l'extension des inlandsis, par la prédominance de centres de dispersion spécifiques et aussi par la chronologie relative des avancées et des retraits associés à chacun des centres. Durant les glaciations, la couverture glaciaire était constituée d'un grand inlandsis central entouré d'inlandsis plus petits, de complexes glaciaires ou de calottes glaciaires locales. Les pages qui suivent donnent un aperçu sommaire des principales régions glaciaires du Canada et des masses glaciaires qui ont si profondément marqué la géologie quaternaire; les aspects plus détaillés sont présentés dans les chapitres régionaux du présent volume. Nos connaissances et notre compréhension de cette couverture glaciaire proviennent essentiellement de la dernière glaciation (fig. 4).

Cordillère canadienne

La Cordillère canadienne est la région montagneuse située à l'ouest des plaines du Canada (fig. 1, 3). Elle est constituée de plusieurs séries de chaînes de montagnes et de hautes terres entrecoupées localement de plaines et de plateaux, qui s'étendent généralement vers le nord-ouest entre le 49^{e} parallèle et l'océan Arctique. Cette région est limitée par l'océan Pacifique et l'Alaska à l'ouest, par la

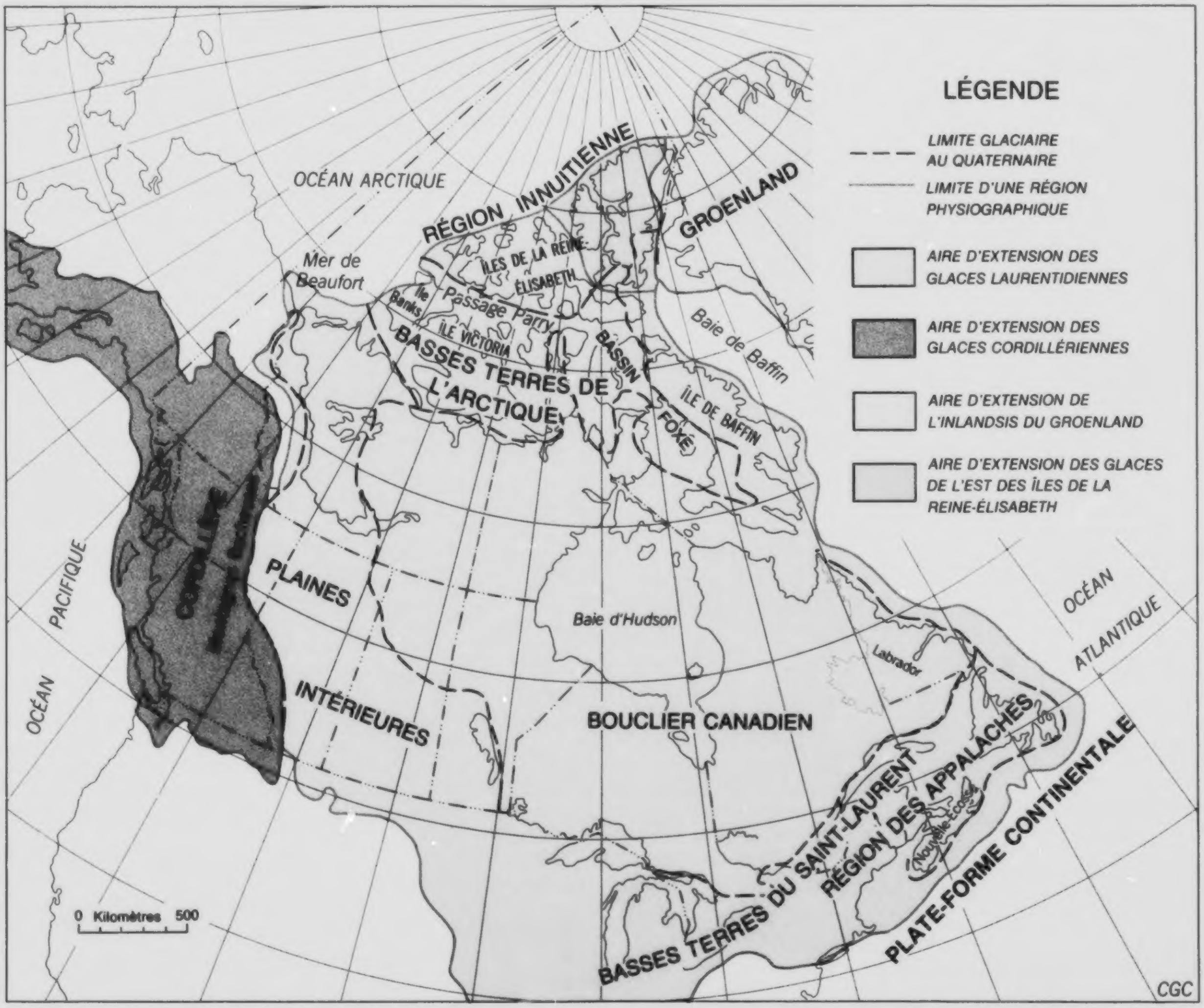


Figure 3. Grandes subdivisions physiographiques du Canada et aires d'extension des différentes masses glaciaires.

mer de Beaufort au nord et par les Plaines intérieures à l'est. Durant les périodes glaciaires, le Pacifique était présumément une source d'humidité dont étaient chargés les vents d'ouest dominants. C'est pourquoi l'accumulation était plus forte dans la rangée de montagnes côtières, tandis que ce sont plutôt des accumulations secondaires qui se formaient dans les montagnes intérieures. Étant donné la nature du relief, aucune région en particulier ne constituait un centre principal d'accumulation; il existait plutôt des chaînes de centres d'accumulation le long de la côte ouest et dans les divers chaînons montagneux de l'intérieur. Au début des périodes glaciaires, les glaciers locaux et calottes glaciaires s'accroissaient puis entraient en coalescence pour former des inlandsis ou de grandes calottes glaciaires. L'accumulation fut probablement maximale sur les versants océaniques des montagnes occidentales, mais une bonne partie des glaces formées sur ces versants était canalisée vers les fjords et se désagrégeait, principalement par vêlage, dans l'océan Pacifique. Par contre, les glaces qui s'écoulaient vers l'est s'accumulaient dans les régions plus basses de l'intérieur de la Cordillère, où elles se fusionnaient avec des complexes glaciaires issus de centres de dispersion locaux; des glaces s'accumulaient aussi dans les régions montagneuses de l'est de la Cordillère; un vaste inlandsis cordillérien[1] était ainsi formé. Les montagnes Rocheuses, à cause de leur éloignement de la source d'humidité que représente l'océan Pacifique, étaient occupées par les centres de dispersion glaciaire les moins actifs; il est probable que, même au paroxysme glaciaire, elles étaient caractérisées par des nunataks et qu'elles étaient flanquées de zones non englacées. Des Rocheuses, les glaces descendaient jusque sur les plaines en empruntant de larges vallées; à l'est, elles étaient coalescentes avec la masse principale des glaces laurentidiennes. Les glaces provenant des zones d'accumulation les plus actives de

[1] Note du rédacteur de la version française. Dans le cadre de cet avant-propos et du présent volume, l'expression « Inlandsis de la Cordillère » est réservée à l'inlandsis qui a occupé la Cordillère canadienne au Wisconsinien. Les glaces qui ont occupé à peu près la même région durant d'autres intervalles sont appelées « glaces cordillériennes » ou « inlandsis cordillérien ».

Figure 4. Extension approximative des principaux inlandsis durant la dernière glaciation (Wisconsinien); les flèches indiquent les directions probables de l'écoulement glaciaire durant le maximum glaciaire. Tiré essentiellement de Prest et al. (1968) et de Prest (1984), avec quelques modifications.

l'intérieur de la Cordillère s'écoulaient vers l'est jusque dans les Rocheuses; à plusieurs endroits, elles franchissaient les montagnes pour déborder sur les plaines. Quelques glaciers locaux s'étaient bien formés dans le nord du Yukon, mais, faute d'humidité, cette région est demeurée en grande partie non englacée.

Aux paroxysmes glaciaires, la région de la Cordillère était dominée par un inlandsis ou un complexe de dômes coalescents entourés de dômes plus ou moins détachés. La masse glaciaire centrale occupait l'intérieur de la Cordillère et s'écoulait vers le nord et le sud, mais aussi vers l'est et l'ouest là où elle franchissait les parties plus basses des franges montagneuses. Si, dans sa configuration générale, l'écoulement glaciaire était assez simple, il présentait une grande complexité à l'échelle locale; en effet, l'écoulement dans les niveaux supérieurs de la masse glaciaire était contrôlé par la position des nombreux dômes et centres de dispersion locaux, tandis que l'écoulement basal était influencé par la complexité des reliefs montagneux sous-glaciaires. Au nord et au sud, l'inlandsis se terminait par une série de lobes et de langues glaciaires. À l'ouest, les glaces se prolongeaient dans l'océan Pacifique, où elles formaient une série de plates-formes glaciaires; à l'est, les lobes et les glaciers de vallée de l'inlandsis cordillérien entraient en coalescence avec les glaces laurentidiennes, et leur écoulement était dévié vers le sud parallèlement à la marge des glaces continentales.

Étant donné que la masse glaciaire centrale de la Cordillère était entourée de montagnes, l'inlandsis était relativement stable. Comme les marges venaient s'appuyer sur les flancs de montagnes atteignant parfois 2 500 m d'altitude, il fallait que la limite des neiges s'élève jusqu'à cette altitude avant que le retrait des marges de la masse centrale puisse commencer. Par conséquent, les calottes glaciaires locales ne pouvaient persister sur les hautes terres durant la déglaciation, les hauteurs topographiques étaient déglacées avant les basses terres adjacentes, des lambeaux de glaces résiduelles s'attardaient dans les grandes vallées et dans les parties les plus basses de l'intérieur (où les glaces étaient les plus épaisses).

Puisque l'inlandsis qui occupait la Cordillère se développait dans l'ouest du continent, dans la zone des vents d'ouest dominants, il était peu affecté par le développement des autres inlandsis; par contre, il avait probablement une influence sur l'alimentation des glaces laurentidiennes à l'est.

Les données stratigraphiques provenant de la zone de confluence entre les inlandsis cordillérien et laurentidien suggèrent deux possibilités: soit que les glaces cordillériennes avaient atteint leur limite d'extension et commencé à se retirer au moment où les glaces laurentidiennes atteignaient leur extension maximale, soit que les deux inlandsis étaient pleinement coalescents. Que les glaces laurentidiennes aient atteint la bordure occidentale des Plaines de l'intérieur après les glaces cordillériennes, cela n'aurait rien d'étonnant, puisque la marge ouest des glaces laurentidiennes se trouvait à environ 1 500 km de la zone d'accumulation, tandis que quelques centaines de kilomètres à peine séparaient la zone d'accumulation et la marge est des glaces cordillériennes. Or, si cela semble être le cas de la marge est de l'inlandsis cordillérien, il n'en reste pas moins qu'au Wisconsinien supérieur, la marge sud de l'Inlandsis de la Cordillère n'a atteint son extension maximale que vers 15 ka, soit plusieurs milliers d'années après que le retrait de l'Inlandsis laurentidien se fut amorcé.

Îles de la Reine-Élisabeth

La région des îles de la Reine-Élisabeth a approximativement la forme d'un triangle rectangle dont l'hypothénuse, baignant dans l'océan Arctique, est tournée vers le nord-ouest; le côté est fait face au nord-ouest du Groenland, et la base est séparée des îles Banks, Victoria et de Baffin au sud par le passage Parry (fig. 3).

Le tiers oriental des îles de la Reine-Élisabeth est constitué de montagnes et de hautes terres entrecoupées de basses terres et de passages interinsulaires; les plus hauts sommets s'alignent le long de la marge est de la région. Dans les deux autres tiers de la région, le relief, dominé par des collines, des crêtes et des plateaux à l'est, s'adoucit progressivement vers l'ouest jusqu'à former des plaines côtières subhorizontales.

La distribution des glaces dans les îles de la Reine-Élisabeth au cours des périodes glaciaires est mal connue. Selon l'une des interprétations proposées pour le Wisconsinien supérieur, le gauchissement lithosphérique observé ne peut être expliqué que si que la région était recouverte d'un inlandsis (l'Inlandsis innuitien) en contact avec l'Inlandsis laurentidien et l'inlandsis du Groenland. À cette hypothèse, s'oppose une autre interprétation qui préconise un englacement d'extension limitée dans les îles de la Reine-Élisabeth durant la dernière glaciation, étant donné l'absence généralisée de dépôts glaciaires pouvant être attribués sans équivoque au Wisconsinien supérieur. Les partisans de cette seconde interprétation attribuent le gauchissement lithosphérique observé à l'effet combiné de la surcharge glacio-isostatique des calottes glaciaires locales et de celle des glaces laurentidiennes et groenlandaises. Ils conviennent que la présence de blocs erratiques et de modelés glaciaires indique que certaines parties des îles de la Reine-Élisabeth ont été recouvertes par les glaces laurentidiennes et groenlendaises, mais nient que cela ait pu se produire au cours de la dernière avancée glaciaire. Les tenants de la thèse d'un Inlandsis innuitien expliquent l'absence de dépôts glaciaires en invoquant qu'il s'agissait probablement d'un glacier à base froide (c.-à.-d. gelé jusqu'au lit sous-glaciaire), de sorte des dépôts glaciaires étendus n'ont pu se former et que l'érosion glaciaire n'a pu modifier significativement la surface préglaciaire. Les tenants de l'autre thèse leur opposent que même un inlandsis à base froide n'aurait pu se désagréger sans laisser de traces, des chenaux d'eau de fonte à tout le moins.

La coexistence de deux hypothèses aussi opposées au sujet de la glaciation n'a rien d'étonnant, étant donné la nature contradictoire des indices d'englacement au Quaternaire dans la région. La distribution des erratiques suggère qu'une grande partie des îles de la Reine-Élisabeth fut à un moment, envahie par une avancée majeure des glaces laurentidiennes et une avancée moins importante de l'inlandsis du Groenland. La disposition des fjords et des passages interinsulaires émanant de bassins topographiques suggère l'existence de centres de dispersion glaciaire dans les zones basses de la région. Toutefois, cela ne résout pas le problème de trouver une source d'humidité capable d'alimenter un inlandsis régional à des latitudes aussi élevées. Il existe bien actuellement de vastes champs de glace dans les hautes terres de l'est de l'archipel, où l'humidité en provenance de la baie de Baffin, au sud-est, fournit environ 300 mm de précipitations annuelles. Par contre, les basses terres des îles occidentales sont de véritables déserts arctiques et reçoivent généralement moins de

30 mm de précipitations annuelles. Avec des précipitations aussi faibles, la formation d'un inlandsis régional serait difficile et lente. Si l'on présume que la baie de Baffin et l'océan Arctique étaient tous deux couverts par la banquise au cours des périodes glaciaires, l'humidité aurait été encore moins disponible, et l'alimentation de l'inlandsis encore plus difficile au paroxysme glaciaire. Par conséquent, on conçoit mal comment un Inlandsis innuitien aurait pu exister au Wisconsinien supérieur dans les îles de la Reine-Élisabeth, à moins que, par quelque subterfuge de la nature, les climats glaciaires n'y aient amené plus d'humidité que sous les conditions climatiques actuelles. Une des théories contourne ce problème en suggérant que des inlandsis majeurs n'ont pu se développer dans les îles de la Reine-Élisabeth que durant des interglaciaires chauds, lorsque l'océan Arctique était libre de toute banquise et que les eaux relativement chaudes de la baie de Baffin alimentaient des précipitations plus abondantes dans la région. Si tel était le cas, il se serait formé un inlandsis majeur sur les îles de la Reine-Élisabeth non pas durant chacune des périodes glaciaires, mais seulement à la suite d'interglaciaires suffisamment chauds pour détruire la couverture glacielle de l'océan Arctique. Or, l'analyse de carottes prélevées dans l'océan Arctique suggère que ces conditions ne se sont probablement pas réalisées depuis 700 ka.

Selon le cadre conceptuel actuellement admis, chaque fois que l'hémisphère Nord connaissait une période glaciaire, les glaciers des îles de la Reine-Élisabeth se trouvaient progressivement coupés de leurs sources d'humidité, et ce pour les raisons suivantes: formation d'une couverture glacielle permanente sur l'océan Arctique; englacement des passages et des baies au sud par les glaces laurentidiennes en progression vers le nord; formation de plates-formes glaciaires; formation d'une banquise permanente dans la baie de Baffin. Ces considérations suggèrent que les glaciers des îles de la Reine-Élisabeth atteignaient leur extension maximale au début des glaciations et que, pendant le reste d'un cycle glaciaire, ils se retiraient lentement; des réavancées glaciaires demeurant même possibles si les sources d'humidité redevenaient disponibles. Une englaciation précoce (fin de l'interglaciaire) dans les îles de la Reine-Élisabeth pourrait aider à expliquer l'abaissement rapide du niveau marin qui, d'après les compositions isotopiques de l'oxygène obtenues dans les carottes marines, s'est apparemment produit au tout début de la glaciation, avant même que des inlandsis apparaissent dans les régions méridionales. Cette explication cadre d'ailleurs avec l'histoire de la dernière glaciation : en effet, cette région était largement englacée au début du cycle glaciaire, mais la dernière avancée glaciaire n'y a eu lieu qu'à l'Holocène inférieur, après que l'Inlandsis laurentidien se fut en grande partie désagrégé.

Région des Appalaches atlantiques

La région des Appalaches atlantiques englobe la Nouvelle-Écosse, le Nouveau-Brunswick, la Gaspésie et Terre-Neuve, une série d'îles dans le golfe du Saint-Laurent (Île-du-Prince-Édouard, îles de la Madeleine et île d'Anticosti) et les plates-formes continentales adjacentes (fig. 3). Elle est bornée par l'océan Atlantique à l'est et au sud, par le Bouclier canadien au nord, par les Appalaches américaines à l'ouest. Le relief de cette région est constitué de collines basses, de plateaux accidentés, de basses terres et de plates-formes submergées à faible profondeur. L'océan Atlantique fournit à la région d'abondantes précipitations, et c'est pourquoi des calottes glaciaires ont pu se former durant les épisodes climatiques plus froids dans plusieurs parties de la région, y compris certaines parties des plates-formes alors émergées. En plus de ces centres de dispersion locaux, la région a été envahie du nord par les glaces laurentidiennes durant la glaciation. En raison de la compétition entre ces nombreux centres de dispersion locaux, la configuration des écoulements glaciaires était complexe et elle a varié durant les divers cycles glaciaires.

Les centres de dispersion locaux sur le continent se sont apparemment formés avant la fin du Stade sangamonien, mais ils ont été incorporés aux glaces laurentidiennes qui, s'amenant du nord, ont envahi la région dès le début du dernier cycle glaciaire. Le retrait général des glaces laurentidiennes vers le milieu de la dernière glaciation a permis aux glaciers de rétablir leur prépondérance, et à des centres de dispersion glaciaire de se former sur certaines parties des plates-formes continentales alors émergées. La dernière phase de la glaciation a été marquée par le retour à un écoulement glaciaire du continent vers la mer, mais les glaces laurentidiennes n'ont apparemment pas envahi la région par la suite.

Centre du Canada

Aux fins de cet avant-propos, le centre du Canada englobe les parties du territoire canadien qui ont été recouvertes par les glaces laurentidiennes (le Bouclier canadien, les Plaines intérieures, les basses terres de l'Arctique et les basses terres du Saint-Laurent; fig. 3). La baie d'Hudson et le bassin Foxe, deux entités dont le relief peu accidenté est ennoyé sous le niveau actuel de la mer et qui reposent en grande partie sur des roches sédimentaires du Paléozoïque, forment le cœur de cette région. Les terrains qui entourent ces deux bassins ont un relief de collines ou un relief peu accidenté et ils sont formés essentiellement de roches métasédimentaires et cristallines du Précambrien. Le secteur nord de cette région centrale est parcouru de bras de mer et de baies séparant des péninsules et des îles. Les secteurs nord-ouest, ouest et sud de la région sont des plaines vallonneuses ou subhorizontales qui reposent sur des roches sédimentaires du Paléozoïque et sur des roches sédimentaires mal consolidées du Mésozoïque. La région est bordée de montagnes et de hautes terres au nord et à l'est. Juste à l'intérieur de la marge sud-est de la région s'étendent une vallée majeure et une chaîne de grands bassins lacustres, ce sont les basses terres du Saint-Laurent.

Durant les périodes glaciaires, le centre du Canada était recouvert par les glaces laurentidiennes, qui formaient alors un immense complexe de dômes, de lignes de partage, d'ensellements et de lobes glaciaires, et que l'on a subdivisées en trois grands secteurs, celui du Labrador, du Keewatin et de Baffin (fig. 4). Les divers éléments de ce vaste complexe réagissaient plus ou moins indépendamment à diverses conditions régionales et locales, physiographiques, climatiques et sous-glaciaires. Pour ce qui est de la disposition des formes dues à l'écoulement glaciaire et de la distribution des débris dispersés, deux éléments essentiels à la reconstitution de l'inlandsis laurentidien, les données sont tout à la fois complexes, disjointes et contradictoires; et surtout, elles sont d'âge variable d'une région à l'autre. Dans certaines régions, l'écoulement glaciaire s'est maintenu dans une même direction pendant

toute la durée d'une glaciation; dans d'autres, les directions d'écoulement étaient les mêmes au cours de la croissance et de la désagrégation de l'inlandsis, mais étaient différentes lors du maximum glaciaire; ailleurs, les directions d'écoulement glaciaire changeaient presque continuellement. De plus, il arrive que certaines formes d'écoulement glaciaire associées à une glaciation antérieure soient préservées et qu'elles aient des orientations différentes de celles des modelés glaciaires produits par les glaciations ultérieures; les matériaux transportés dans une direction lors d'une glaciation antérieure peuvent avoir été retransportés dans une autre direction, ou déplacés encore plus loin, par les glaces d'un épisode glaciaire ulterieur. Devant ces séquences complexes de phases d'écoulement asynchrones et en grande partie non datées, l'absence d'un consensus quant à la paléogéographie et à la dynamique de l'Inlandsis laurentidien[1] n'étonnera personne. L'étude de la formation, de la croissance et de la désagrégation des glaces laurentidiennes se complique encore davantage du fait qu'il existe trois principales écoles à ce sujet. Un premier groupe de chercheurs considère la dispersion des débris glaciaires qu'a produite l'ensemble des glaciations; d'autres auteurs s'appuient sur des formes d'écoulement glaciaire dont l'âge n'est pas nécessairement contemporain; une troisième école fait appel à des modèles glaciologiques dynamiques qui pourraient n'être valables que pour de courtes périodes de l'histoire d'un épisode glaciaire laurentidien.

Les glaces laurentidiennes pouvaient être alimentées par des précipitations provenant de toutes les directions. À l'est, l'océan Atlantique était sans aucun doute une source d'humidité majeure, et toutes les modélisations de la phase d'englaciation lui reconnaissent une contribution prédominante au bilan de masse de l'inlandsis. Au sud, le golfe du Mexique constituait aussi une source importante d'humidité, mais c'est probablement lorsque l'inlandsis se rapprochait de sa limite méridionale que son influence hydrique était la plus marquée. Du côté ouest, les apports de précipitations provenant de l'océan Pacifique étaient limités par la présence d'inlandsis cordillériens. Au nord, l'océan Arctique a peut-être contribué à l'alimentation de l'inlandsis au début des cycles glaciaires, à condition que l'interglaciaire précédent ait été suffisamment chaud pour désagréger la couverture glacielle; par contre, si la plupart des interglaciaires ressemblaient à l'interglaciaire actuel, il est probable que la couverture glacielle aurait persisté sur l'océan Arctique et que peu de précipitations en provenance du nord et du nord-ouest auraient été disponibles pour l'alimentation de l'inlandsis.

Deux principales théories ont été mises de l'avant pour expliquer la naissance des glaces laurentidiennes. La plus ancienne est fondée sur des analogies avec des inlandsis de montagne et suppose que l'accumulation glaciaire a débuté dans les régions montagneuses qui forment la bordure orientale de la région, et que des glaciers de type alpin devenaient coalescents et formaient un inlandsis qui s'étendait ensuite vers l'ouest puis recouvraient éventuellement tout le centre du Canada. La seconde théorie, celle de l'englaciation spontanée, suppose qu'un abaissement de la limite des neiges aurait permis à la couverture nivale de persister durant tout l'été sur une bonne partie des hauts plateaux de l'île de Baffin et du Labrador, d'où augmentation de l'albédo (capacité de réfléchir les rayons du soleil), refroidissement de l'atmosphère et nouvel abaissement de la limite des neiges. Par ce processus, de vastes territoires auraient pu devenir couverts de glaces en peu de temps.

La théorie de l'englaciation par coalescence de glaciers de montagnes prétend que le centre de dispersion glaciaire migrait des hautes terres orientales vers la baie d'Hudson et y demeurait jusqu'à la toute fin de la déglaciation; puis, à cause de la transgression marine, la mer désagrégeait le centre de l'inlandsis, amenant ainsi la formation de lignes de partage glaciaire sur les rives est et ouest de la baie d'Hudson. Or, l'englaciation est généralement un processus lent qui requiert des dizaines de milliers d'années; ainsi, selon cette théorie, le processus du transfert des eaux océaniques aux glaciers continentaux aurait été lent au début pour ensuite connaître une accélération soutenue. Or, les courbes des variations de la composition isotopique de l'oxygène obtenues sur les carottes marines suggèrent plutôt que les volumes d'eau soustraits aux océans étaient considérables au début des glaciations, et variables par la suite. La théorie de l'englaciation par coalescence de glaciers de montagnes soulève un autre problème en ce qu'elle suppose que l'écoulement glaciaire vers la baie d'Hudson à partir de l'est et de l'ouest ne durait que pendant une période relativement brève de la glaciation. Or, la dispersion des débris glaciaires indique au contraire que l'écoulement glaciaire provenant de l'est et de l'ouest a duré beaucoup plus longtemps en direction de la baie d'hudson qu'à partir de la baie d'Hudson. Enfin, cette théorie suppose que l'inlandsis était relativement stable, tandis que la stratigraphie et les observations sur l'écoulement glaciaire suggèrent un inlandsis beaucoup plus dynamique.

Les modélisations informatiques de la naissance des inlandsis, fondées sur la théorie de l'englaciation spontanée, ont montré que des inlandsis de bonne dimension pouvaient être formés sur l'île de Baffin et dans le nord du Labrador en l'espace de 10 ka. Cette théorie semble donc compatible avec les conditions exigées par le taux de croissance des inlandsis. De plus, elle produirait un inlandsis complexe, à dômes multiples, semblable à celui que permettent de postuler les études de terrain.

Durant chacune des glaciations, les glaces laurentidiennes avaient probablement, au maximum de leur extension, la même taille et la même forme que l'Inlandsis laurentidien au maximum wisconsinien (fig. 4). Au nord et à l'est, l'inlandsis débordait en mer; au sud et à l'ouest, il se terminait presque partout sur le continent. Comme nous l'avons dit plus haut, la position des dômes, des ensellements et des lobes a probablement varié quelque peu d'un maximum glaciaire à l'autre, mais dans l'ensemble, les inlandsis plus anciens devaient ressembler passablement à l'Inlandsis laurentidien.

Il est généralement possible de localiser certaines limites glaciaires et de les corréler d'une région à l'autre avec une certaine confiance. Ces limites glaciaires sont généralement attribuées au maximum d'une glaciation mais, dans plusieurs cas, elles pourraient marquer des réavancées ou des pauses lors de retraits glaciaires. L'âge de

[1] Note du rédacteur de la version française. Tout au long du présent volume, l'expression « Inlandsis laurentien » est réservée à l'inlandsis qui a occupé le centre du Canada au Wisconsinien. Les glaces qui ont recouvert cette région durant d'autres intervalles temporels sont appelées simplement « glaces laurentidiennes » ou « glaces continentales ».

ces limites glaciaires est en fait peu connu, et il n'y a que quelques endroits où des dépôts juxtaglaciaires datés peuvent être associés à des phases glaciaires spécifiques. Même dans le cas de la dernière avancée glaciaire, les âges ne sont normalement fondés que sur quelques datations au ^{14}C obtenues sur des sédiments interstadiaires enfouis, et encore là, il s'agit plutôt de l'âge maximal que de l'âge réel de l'épisode glaciaire.

Notre connaissance du style de retrait des glaces continentales est fondé en grande partie sur celui de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur. Au cours de cette période, les marges ouest et sud ont été les premières à se retirer; et, c'est dans l'est et dans le nord qu'ont fondu les derniers lambeaux de glace (île de Baffin et Québec central). Les marges est et nord-ouest se sont retirées en partie au contact avec la mer et, à plusieurs reprises, de longs segments des marges sud et ouest se sont retirés au contact avec des lacs glaciaires. L'inlandsis semble avoir été caractérisé par un très grand dynamisme au cours du retrait glaciaire, comme en témoignent les indices de réavancées, de lobations, de déplacements des centres de dispersion, et de crues glaciaires. Ces mouvement tardifs ont d'ailleurs formé un réseau complexe de directions d'écoulement qui obscurcit les patrons antérieurs d'écoulement glaciaire régional et qui est en grande partie responsable de la confusion et de la controverse qui entourent la structure de l'Inlandsis laurentidien.

REMERCIEMENTS

À titre de rédacteurs adjoints, J.A. Heginbottom (Commission géologique du Canada) et S. Funder (Musée de géologie, université de Copenhague) ont respectivement dirigé la production des parties 2 et 3 de ce volume. Leur tâche consistait à planifier le travail, à choisir les auteurs et à communiquer avec eux, à se tenir en contact avec les coordonnateurs et les auteurs des divers chapitres, à choisir les lecteurs critiques et à coordonner le travail de tous ces intervenants.

Plusieurs personnes ont collaboré à la réalisation de ce volume. Mentionnons d'abord les 53 auteurs qui ont signé des textes, et dont les noms figurent au début des sections ou des chapitres. Les contributions des lecteurs critiques sont soulignées en fin de chapitre, et il convient de remercier tout particulièrement W.H. Mathews (Université de la Colombie-Britannique) et J.B. Bird (Université McGill) de leurs commentaires constructifs sur l'ensemble de l'ouvrage. Nous remercions aussi L. Maurice (Commission géologique du Canada) qui, en plus de vérifier un grand nombre de références, a relu en profondeur les épreuves des diverses versions de chaque chapitre. Nous tenons également à souligner le travail de H. Dumych (Commission géologique du Canada), qui a assuré la révision linguistique de la version anglaise du présent volume en insistant sur l'uniformité terminologique et la clarté du discours; elle a aussi contribué à la rigueur scientifique des textes, en relevant au passage les erreurs qui avaient pu se glisser dans les données factuelles et en rétablissant au besoin la logique du raisonnement scientifique.

Ce volume a été traduit de l'anglais par le Bureau de la traduction du Secrétariat d'État, sous la direction de N. Lemieux, assisté de J. Kingsley et M. Veyrat. M. Parent, du Centre géoscientifique de Québec (Commission géologique du Canada), a agi à titre de rédacteur scientifique de la version française du volume. Tout en respectant l'intégrité du texte original, il a reformulé certains passages de la traduction afin de la rendre plus accessible aux lecteurs francophones et a veillé à ce que la terminologie reflète l'usage courant dans la communauté géoscientifique. P. Côté de la Division de l'information géoscientifique (Commission géologique du Canada) a effectué la révision technique du manuscrit, en accordant une attention toute particulière à l'uniformité terminologique et stylistique du texte, et a également coordonné le traitement de texte et la correction d'épreuves.

BIBLIOGRAPHIE

Aguirre, E. and Pasini, G.
1985: The Pliocene-Pleistocene boundary; Episodes, v. 8, p. 116-120.
Basset, M.G.
1985: Towards a «Common Language» in stratigraphy; Episodes, v. 8, p. 87-92.
Douglas, R.J.W. (editor)
1970: Geology and economic minerals of Canada; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report, 5th edition.*
Dreimanis, A. and Karrow, P.F.
1972: Glacial history of the Great Lakes-St. Lawrence Region, the classification of the Wisconsi(an) Stage, and its correlatives; 24th International Geological Congress (Montréal), Section 2, Quaternary Geology, p. 5-15.*
Johnson, R.G.
1982: Brunhes-Matuyama magnetic reversal dates at 790,000 yr B.P. by marine-astronomical correlations; Quaternary Research, v. 17, p. 135-147.
North American Commission on Stratigraphic Nomenclature
1983: North American stratigraphic code; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 67, p. 841-875.
Prest, V.K.
1984: The Late Wisconsinian glacier complex; in Quaternary Stratigraphy of Canda — A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canda, Paper 84-10, p. 21-36, Map 1584A, scale 1:7 500 000.
Prest, V.K., Grant, D.R. and Rampton, V.N.
1968: Glacial Map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1253A, scale 1:5 000 000.*
Wilson, J.T., Falconer, G., Mathews, W.H. and Prest, V.K. (compilers)
1958: Glacial Map of Canada; Geological Association of Canada, Toronto. (out of print)
Richmond, G.M. and Fullerton, D.S.
1986: Introduction to Quaternary glaciation in the United States of America; in Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, V. Sibrava, D.Q. Bowen, and G.M. Richmond (ed); Quaternary Science Reviews, Special Volume 5, Pergamon Press, Oxford, p. 3-10.
Shackelton, N.J. and Opdyke, N.D.
1973: Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale; Quaternary Research, v. 3, p. 39-55.
1976: Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, late Pliocene to latest Pleistocene; in Investigations of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology, R.M. Cline and J.D. Hays (ed.); Geological Society of America, Memoir 145, p. 449-464.
Willman, H.D. and Frye, J.C.
1970: Pleistocene stratigraphy of Illinois State Geological Survey, Bulletin 94, 204 p.

Première partie
LE QUATERNAIRE DES RÉGIONS CANADIENNES

La partie I de ce volume sur le Quaternaire du Canada et du Groenland décrit la nature, la distribution, la stratigraphie et l'histoire des dépôts quaternaires du Canada; elle comprend six chapitres dont chacun est consacré à l'une des grandes régions naturelles du pays. La géologie du Quaternaire de chacune de ces régions présente une certaine unité sur plusieurs plans: géologie du substratum, physiographie générale, style de glaciation et position par rapport aux grands inlandsis. Ces divers facteurs font en sorte qu'à l'intérieur d'une même région naturelle, les dépôts quaternaires, les successions stratigraphiques et l'histoire quaternaire présentent des ensembles relativement uniformes. Dans la région du Bouclier canadien, par exemple, les tills sont dérivés en grande partie de roches cristallines et métamorphiques et se caractérisent généralement par une plasticité faible et une texture sablo-argileuse; dans la région de la Cordillère, les lacs formés dans les vallées surcreusées ont joué le rôle de principales fosses à sédiments de sorte que les dépôts non glaciaires sont surtout des successions de silts, de sables et de graviers correspondant à des séquences de remblaiement des vallées; dans la région des Plaines, le substratum est constitué en grande partie de shales et de siltstones peu lithifiés de sorte que les dépôts glaciaires sont épais et ont une plasticité élevée; sur de vastes régions, ils sont caractérisés par des formes bosselées de décrépitude glaciaire ou encore par des formes de poussée glaciaire; la région de l'Atlantique comporte localement plusieurs régions de hautes terres et elle est située à la périphérie de l'aire englacée par les glaces laurentidiennes, de sorte que son histoire glaciaire quaternaire a été marquée par la compétition entre les centres de dispersion locaux et les invasions régionales des glaces laurentidiennes.

La figure 1 situe ces six régions naturelles les unes par rapport aux autres. La région de la Cordillère, qui correspond en grande partie à la province physiographique du même nom, repose sur des roches de lithologie diverse de l'orogène cordillérien; tantôt elle était recouverte par des glaces cordillériennes ou par des glaciers locaux, tantôt elle n'était pas englacée. La région des Plaines repose sur des roches sédimentaires, essentiellement des shales et siltstones peu lithifiés du Mésozoïque; elle est constituée surtout de plaines et de plateaux peu accidentés, cette région est comprise dans la zone périphérique des glaces laurentidiennes. La région du Bouclier canadien, qui forme le noyau cratonique stable du continent, repose principalement sur des roches ignées, métasédimentaires et sédimentaires d'âge précambrien; son relief, quoique variable, est formé surtout de plaines et de basses collines. Cette région constituait la zone centrale des glaces laurentidiennes. La région des basses terres du Saint-Laurent repose sur des roches sédimentaires paléozoïques moyennement compétentes; située dans la zone périphérique des glaces laurentidiennes, elle présente généralement un relief de plaines et de basses collines. La région des Appalaches atlantiques est caractérisée par un substratum rocheux, de lithologie diverse et appartenant à l'orogène appalachien, et par une physiographie variable; la région occupe aussi la zone périphérique des glaces laurentidiennes, mais les glaciers locaux y ont également joué un rôle important. La région des îles de la Reine-Élisabeth repose principalement sur des roches sédimentaires

du Paléozoïque et du Mésozoïque, roches très déformées à l'est, mais en grande partie horizontales et peu lithifiées à l'ouest; sa physiographie diversifiée passe d'un relief montagneux à l'est à une plaine côtière horizontale à l'ouest. En plus des glaciers locaux qui s'y sont formés, cette région a été envahie par les glaces laurentidiennes au sud, et par l'inlandsis du Groenland à l'est.

La nature et la distribution des dépôts quaternaires, le style glaciaire, de même que la richesse de l'information disponible sur le Quaternaire varient d'une région à l'autre, voire à l'intérieur d'une même région. Ces différences seront inévitablement reflétées dans la rédaction des divers chapitres, certains aspects étant développés de façon plus approfondie pour certaines régions que pour d'autres, notamment à cause de la démarche distincte des divers coordonnateurs et auteurs. Ainsi, le chapitre consacré à la Cordillère combine en une synthèse relativement homogène les contributions de plusieurs auteurs. Les chapitres traitant des régions des Plaines, du Bouclier et des basses terres du Saint-Laurent constituent en fait des sous-chapitres presque autonomes où sont présentées diverses sous-régions. Le chapitre sur les îles de la Reine-Élisabeth comporte en première partie une description générale de la région, et en seconde partie un essai sur les glaciers de cette région. Le chapitre traitant des Appalaches atlantiques est l'œuvre d'un seul auteur.

De façon générale, les diverses régions et sous régions sont traitées d'ouest en est, et du sud au nord, c'est-à-dire en sens anti-horaire.

R.J. Fulton

Chapitre 1

LE QUATERNAIRE DE LA CORDILLÈRE CANADIENNE

Sommaire

Introduction — *J.J. Clague*

Géologie du substratum rocheux — *J.J. Clague*

Cadre tectonique quaternaire — *J.J. Clague*

Physiographie et hydrographie — *J.J. Clague*

Climat — *J.M. Ryder*

Développement des paysages de la Cordillère au cours du Quaternaire — *W.H. Mathews*

Nature et distribution des dépôts quaternaires — *J.J. Clague*

Facteurs contrôlant la sédimentation et l'érosion au Quaternaire — *J.J. Clague*

Inlandsis de la Cordillère — *J.J. Clague*

Liens entre les inlandsis cordillérien et laurentidien — *J.J. Clague*

Niveaux marins quaternaires — *J.J. Clague*

Stratigraphie et histoire du Quaternaire

Régions couvertes par l'Inlandsis de la Cordillère — *J.J. Clague, J.M. Ryder, O.L. Hughes et N.W. Rutter*

Frange englacée — *L.E. Jackson, Jr., N.W. Rutter, O.L. Hughes et J.J. Clague*

Régions non englacées — *O.L. Hughes, N.W. Rutter, J.V. Matthews, Jr. et J.J. Clague*

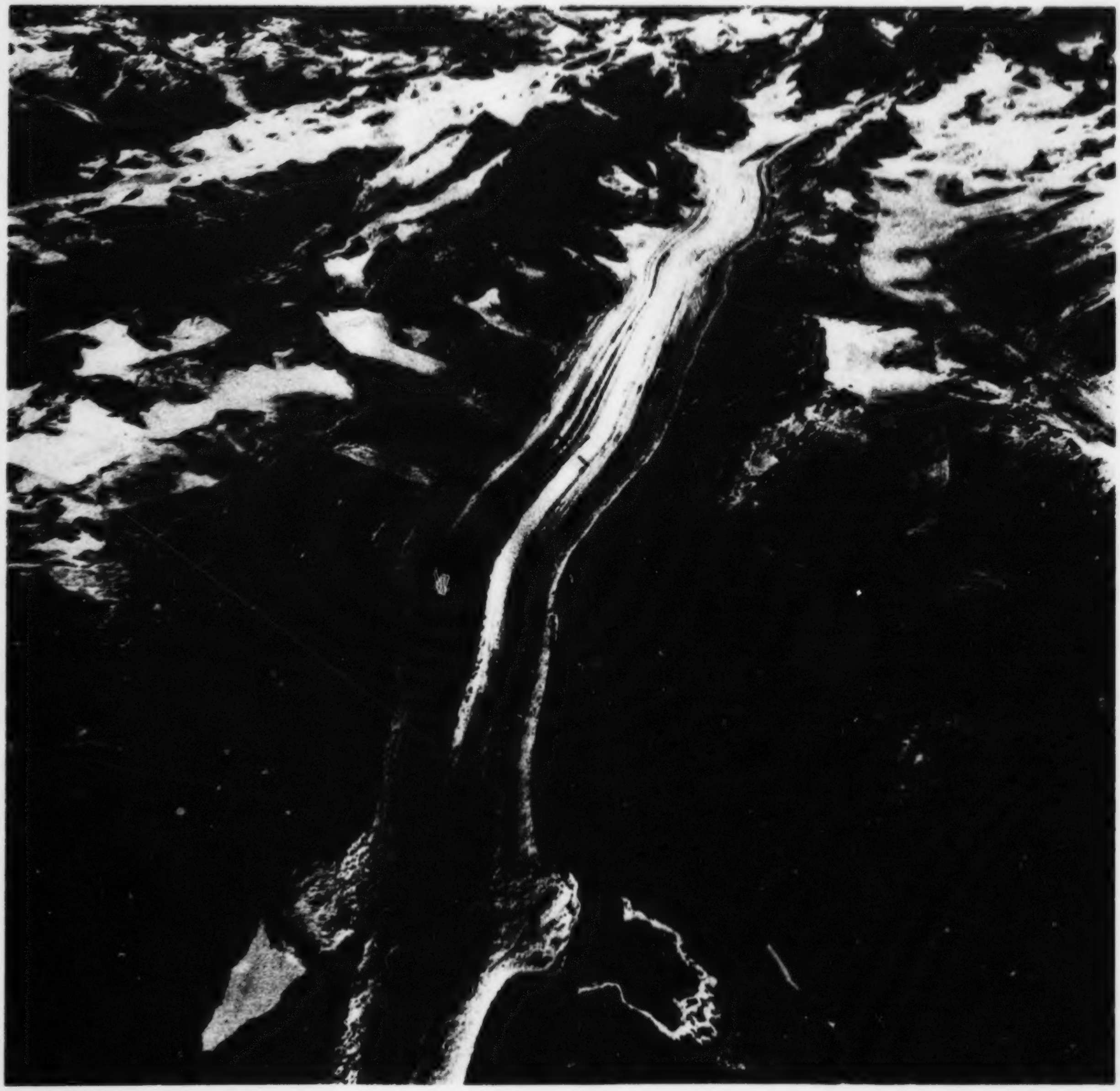
Paléo-écologie et paléoclimatologie — *J.J. Clague et G.M. MacDonald*

Fluctuations holocènes des glaciers — *J.M. Ryder*

Importance économique de la géologie du Quaternaire — *J.J. Clague*

Remerciements

Bibliographie



Glacier Tiedemann, Colombie-Britannique. Ce dernier prend naissance dans le secteur le plus élevé de la chaîne Côtière et est bordé de grandes moraines latérales néoglaciaires. Les lacs dans le bas de la photo sont compris entre deux séries de moraines semblables. Province de la Colombie-Britannique BC1413-55.

Chapitre 1

LE QUATERNAIRE DE LA CORDILLÈRE CANADIENNE

Compilé par
John J. Clague

SOMMAIRE

La Cordillère canadienne est une région de montagnes accidentées, de plateaux, de basses terres, de vallées et de détroits. Elle constitue la région physiographique et géologique la plus à l'ouest du Canada, et s'étend de la frontière internationale au sud, jusqu'à la mer de Beaufort au nord, et du Pacifique et de l'Alaska à l'ouest, jusqu'aux Plaines intérieures, à l'est, soit un territoire de plus de 1 500 000 km².

La Cordillère canadienne est située en bordure de la plaque nord-américaine et comprend la marge occidentale déformée du craton nord-américain ainsi que des prismes d'accrétion tectonique, d'abord accolés au craton et plus tard fragmentés et déplacés vers le nord, le long de grands décrochements directionnels. Ces processus ont donné à la Cordillère une forte trame structurale NW-SE et sont largement responsables de la répartition complexe des roches, des failles et d'autres structures dans la région.

Dans la Cordillère canadienne, la distribution des tremblements de terre, des failles actives et récemment actives et des jeunes volcans est contrôlée par le mouvement des plaques américaine, pacifique, Juan de Fuca et Explorer et du bloc Winona, qui sont en contact dans le nord-est du Pacifique, à l'ouest de la Colombie-Britannique. La plupart des séismes majeurs et des failles actives sont associés à des limites de plaques situées au-delà de la marge continentale de la province; d'autres affectent la plate-forme continentale et le continent. Les volcans quaternaires se situent presque tous dans quatre zones étroites qui font partie du « cercle de feu » circum-pacifique; plusieurs d'entre eux ont fait éruption au cours de l'Holocène, dont un il y a moins de 150 ans.

L'interaction des plaques lithosphériques est également à l'origine des mouvements verticaux récents de la croûte dans la Cordillère canadienne. Certaines régions côtières externes de la Colombie-Britannique semblent se soulever à un rythme maximal de 2 mm/a. En revanche, la côte interne est stable ou s'affaisse. Cette configuration des mouvements de la croûte se maintient vers le sud dans l'État de Washington, mais est interrompue au nord dans le sud-est de l'Alaska et dans les régions limitrophes de la Colombie-Britannique et du Yukon, où le relèvement isostatique est considérable.

La reconstitution de la nature du paysage cordillérien au début du Quaternaire se fonde sur la répartition des laves, des sédiments et des surfaces résiduelles du Tertiaire supérieur, et sur l'estimation des taux de dénudation du Cénozoïque supérieur, lesquels sont calculés en utilisant la méthode des traces de fission pour dater des plutons découronnés, et la méthode de l'uranium-thorium pour dater des spéléothèmes provenant de cavernes phréatiques résiduelles. Les données révèlent qu'au début du Quaternaire, la répartition des terrains élevés et des terrains bas était à peu près la même qu'aujourd'hui, mais que le relief était beaucoup moins prononcé. Le paysage n'avait pas encore été profondément modifié par l'action des glaciers et ressemblait probablement au paysage actuel du nord du Yukon.

Les dépôts quaternaires de la Cordillère canadienne sont extrêmement variés et ont des distributions très complexes, contrôlées en grande partie par la physiographie et l'histoire glaciaire. La plupart des sédiments en surface ont été mis en place durant la dernière glaciation et le postglaciaire. Des matériaux superficiels plus anciens existent dans le centre et le nord du Yukon, le long de la marge orientale de la Cordillère et par endroits sur la plate-forme continentale; il y en a aussi sous les dépôts glaciaires du Wisconsinien supérieur en certains endroits de la Colombie-Britannique et dans le sud du Yukon.

Durant les périodes non glaciaires du Pléistocène, tout comme de nos jours d'ailleurs, la sédimentation a prédominé dans les vallées, les lacs et la mer, et l'érosion, dans les montagnes. La plupart des plateaux et certaines basses terres ont été peu touchés par l'un ou l'autre de ces processus.

Au début de chaque glaciation pléistocène, lorsque les glaciers se sont étendus des montagnes jusqu'aux régions en contrebas, des sédiments d'épandage fluvioglaciaire ont comblé les vallées fluviales. Les glaciers en progression ont aussi endigué de grands lacs dans lesquels il y a eu accumulation de sédiments fins. Au maximum de chaque glaciation majeure, la plus grande partie de la Colombie-Britannique et du sud du Yukon était recouverte de glaces et, par endroits, il y a eu accumulation de till sous l'Inlandsis de la Cordillère et ses glaciers satellites. Les glaciers ont profondément décapé les régions montagneuses, les fjords et les vallées orientés parallèlement à l'écoulement glaciaire, et ont partiellement ou complètement enlevé les matériaux meubles anciens qui comblaient de nombreuses vallées. Les intervalles de déglaciation, tout comme ceux d'englaciation, ont été marqués par un alluvionnement rapide dans les vallées et par d'importantes modifications des réseaux hydrographiques. Des sédiments glaciolacustres ont été déposés

Clague, J.J. (compilateur)
1989: Le Quaternaire de la Cordillère canadienne. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

dans des lacs qui se sont développés à mesure que l'inlandsis se retirait. Des sédiments glaciomarins ont été déposés sur la plate-forme continentale et dans les basses terres isostatiquement déprimées, par suite de leur déglaciation et de leur inondation par des eaux marines. De nombreuses vallées ont été comblées de sédiments fluvioglaciaires et fluviatiles, enlevés par l'érosion à des dépôts glaciaires instables, à couvert végétal épars, sur les versants des hautes terres et les flancs des vallées.

Les glaciations sont nées de l'expansion de glaciers alpins durant des périodes de refroidissement climatique mondial. Par suite du refroidissement continu, ces glaciers se sont soudés et ont créé des complexes de piémont et des inlandsis. Les complexes de piémont provenant de régions d'accumulation distinctes se sont graduellement fusionnés et ont fini par recouvrir la plus grande partie de la Colombie-Britannique et des régions adjacentes. Tout au long de cette période, les grands systèmes de montagnes ont été les principales zones d'accumulation des glaciers, et l'écoulement glaciaire a continué de se conformer à la topographie. À l'occasion, l'épaisseur des glaces est devenue suffisante (approximativement 2 500 m) pour produire, dans les régions intérieures de la Colombie-Britannique, un ou plusieurs dômes sur lesquels était centré un écoulement superficiel radial.

Chaque cycle glaciaire s'est terminé par un réchauffement climatique rapide. La déglaciation s'est effectuée par retrait complexe du front glaciaire dans les régions périphériques, et par fusion sur place accompagnée d'une stagnation généralisée dans les régions intérieures de l'inlandsis. Le long de la marge occidentale de l'inlandsis, les glaciers ont vêlé au contact avec les eaux marines gonflées par l'eustatisme. Dans les régions de relief modéré, le schéma de déglaciation était plus complexe; en effet, les hautes terres se libéraient d'abord et l'inlandsis se subdivisait en une série de langues qui se désintégraient en réponse aux conditions locales.

La croissance et la décroissance de l'Inlandsis de la Cordillère ont déclenché des compensations isostatiques de la croûte et du manteau dans l'Ouest canadien. Ces réajustements, combinés à des effets eustatiques et diastrophiques connexes, ont produit des fluctuations complexes du niveau marin le long de la côte de la Colombie-Britannique. La croissance progressive des glaciers au début de chaque cycle glaciaire a déprimé par isostasie la surface terrestre. Initialement, les lignes de rivage ont peut-être baissé à mesure qu'il y avait migration d'un bombement proglaciaire dans les régions côtières et transfert des eaux océaniques aux inlandsis en expansion. Cependant, avec la croissance continue des glaciers, la côte s'est enfoncée et, dans la plupart des régions, la mer a monté bien au-dessus de son niveau actuel par rapport au niveau de la terre. Au maximum de chaque grande glaciation, l'ensemble de la Cordillère englacée était déprimé par isostasie, et plus fortement près du centre de l'inlandsis que de sa périphérie. Durant la déglaciation, le relèvement isostatique de presque toutes les régions côtières a été supérieur à la remontée eustatique concomitante, et la mer a donc baissé rapidement par rapport aux terres. Le relèvement a eu lieu à différents moments de la déglaciation en raison du retrait diachrone de l'Inlandsis de la Cordillère.

Il y avait probablement des glaciers dans les hautes montagnes de la Cordillère canadienne au cours du Tertiaire supérieur; toutefois, les glaciations les plus anciennes qui ont laissé des indices stratigraphiques et morphologiques significatifs datent du Pléistocène. Le Drift de Westlynn, dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, et les dépôts laissés par les glaciations de Nansen, de Klaza et de Shakwak et des glaciations « anciennes » au Yukon sont antérieurs au dernier interglaciaire (Sangamonien) et sont parfois beaucoup plus vieux (par ex., la Glaciation de Nansen et les glaciations « anciennes » datent de plus de 1 Ma). Dans le sud des Rocheuses, la Grande Glaciation (Épisode glaciaire 1) date vraisemblablement du Pléistocène moyen; en outre, il y existe des indices de plusieurs glaciations plus anciennes.

Dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, la Formation de Muir Point et ses corrélatifs, les Sédiments de Highbury, reposent sous deux nappes de dépôts glaciaires et datent du Sangamonien ou d'avant l'Illinoien. Dans le centre sud de la province, les Sédiments de Westwold seraient en partie corrélatifs de ces unités.

Les drifts de Semiahmoo, de Dashwood, de Muchalat River et d'Okanagan Centre, en Colombie-Britannique, et les drifts de Reid, de Mirror Creek et d'Icefield(?), au Yukon, ont été mis en place par l'Inlandsis de la Cordillère au cours de l'avant-dernière glaciation (Wisconsinien inférieur ou Illinoien). Les unités corrélatives suivantes ont été déposées par des glaciers de montagne en bordure de l'inlandsis: les tills de Waterton II, d'Albertan, de Maycroft et les sédiments fluvioglaciaires et glaciolacustres associés, dans les Rocheuses (peut-être aussi les tills de Hummingbird, de Baseline et « Early Cordilleran », dans la même région); les sédiments de la glaciation « intermédiaire », dans les monts Ogilvie méridionaux; et les sédiments de l'avant-dernière glaciation, dans les îles de la Reine-Charlotte.

Un long intervalle non glaciaire, connu sous le nom d'Olympia en Colombie-Britannique, et de Boutellier au Yukon, a commencé avant 60 ka et duré tout au long du Wisconsinien moyen. En Colombie-Britannique, au cours de l'Intervalle non glaciaire d'Olympia, il ne devait y avoir des glaciers que dans les principales chaînes de montagnes et en général, le milieu physique ressemblait à celui du postglaciaire. Les grandes vallées intramontagneuses, les basses terres côtières et la mer constituaient les principaux sites de sédimentation. La Formation de Cowichan Head dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique et les Sédiments de Bessette dans le centre sud, sont deux unités stratigraphiques bien définies qui datent de l'Intervalle d'Olympia.

L'intervalle non glaciaire d'Olympia-Boutellier a pris fin entre 25 et 29 ka avec le refroidissement du climat et la croissance de glaciers au début de la dernière glaciation (appelée localement Fraser, McConnell, Macauley et Kluane). L'expansion des glaciers a commencé lentement, ces glaces étant confinées aux chaînes de montagnes jusqu'entre 20 et 25 ka, selon l'endroit. L'Inlandsis de la Cordillère a atteint son extension maximale au sud vers 14 ou 14,5 ka. Sa croissance a été accompagnée de vastes accumulations de sédiments d'épandage fluvioglaciaire dans les basses terres côtières et les vallées intérieures, et de la formation de lacs proglaciaires.

En de nombreux endroits de la Cordillère canadienne, les sédiments glaciaires du Wisconsinien supérieur se composent d'un till et de dépôts stratifiés associés (par ex., les drifts de Kamloops Lake, de Gold River, de Port McNeill, de McConnell et de Macauley). Ailleurs, les dépôts glaciaires du Wisconsinien supérieur sont plus complexes et com-

prennent deux unités de till ou plus. Par exemple, dans les basses terres du Fraser, trois principales séries de dépôts sont attribuées à la Glaciation de Fraser: (1) le Sable de Quadra et le Drift de Coquitlam, mis en place au début de la glaciation; (2) le Drift de Vashon, déposé durant le pléniglaciaire et (3) les Sédiments de Capilano, la Formation de Fort Langley et le Drift de Sumas, formés lors de la déglaciation. Chaque série contient, entre autres, au moins un till.

Dans de nombreuses chaînes de montagnes en périphérie de l'Inlandsis de la Cordillère, l'extension de la couverture glaciaire du Wisconsinien supérieur était limitée. Dans les monts Mackenzie, les monts Wernecke et les monts Ogilvie méridionaux, la plupart des glaciers n'ont pas franchi les fronts montagneux. En outre, certaines parties des îles de la Reine-Charlotte ont vraisemblablement échappé à la glaciation durant le Wisconsinien supérieur. Toutefois, dans les Rocheuses, de nombreux glaciers se sont avancés jusque dans les Plaines intérieures où ils se fusionnaient avec l'Inlandsis laurentidien. Les sédiments glaciaires du Wisconsinien supérieur dans les régions englacées périphériques sont les suivants: les tills de Waterton III et IV, de Hidden Creek, de Bow Valley, de Canmore, d'Eisenhower Junction, d'Ernst, de Lamoral, de Jackfish Creek, de Marlboro, d'Obed et de Drystone, ainsi que les sédiments d'épandage fluvioglaciaire associés, dans les Rocheuses; le drift en surface, à proximité de Fort St. John; et les sédiments de la « dernière » glaciation, dans les monts Ogilvie méridionaux.

Le secteur sud-ouest de l'Inlandsis de la Cordillère du Wisconsinien supérieur a commencé à se désintégrer vers 14 ka. Certaines parties des basses terres côtières du sud-ouest de la Colombie-Britannique étaient déjà libres de glace à 13 ka, et l'inlandsis ainsi que la plupart des glaciers satellites avaient complètement disparu vers 10 ka ou peu après. Au cours de la déglaciation, la mer a envahi les basses terres isostatiquement déprimées sur les côtes de la Colombie-Britannique, et de grands lacs se sont formés au front des masses glaciaires en fusion ou devant des barrages de sédiments glaciaires dans les régions de l'intérieur.

La déglaciation du Wisconsinien supérieur a déclenché une période de redistribution des matériaux glaciaires par les cours d'eau et les mouvements de masse et celle-ci s'est poursuivie jusque durant l'Holocène. L'alluvionnement rapide dans plusieurs vallées a été suivi d'une période de creusement causé par la réduction des volumes de sédiments disponibles dans les cours d'eau, qui avaient pratiquement atteint leur niveau actuel à l'Holocène moyen ou supérieur. Dans la Cordillère, certains bassins lacustres et marins, cônes et deltas ont été les principaux sites de sédimentation durant l'Holocène.

Le nord du Yukon a échappé aux glaciations quaternaires. Les seuls dépôts en surface qui s'y trouvent sont des roches altérées et des colluvions sur les versants, des sédiments organiques dans les dépressions, et des dépôts fluviatiles le long des cours d'eau. Il existe cependant d'épais sédiments fluviatiles, lacustres et glaciolacustres dans les plaines d'Old Crow, de Bluefish et de Bell. Les alluvions et sédiments lacustres s'y sont accumulés presque tout au long du Pléistocène, comme ils continuent de le faire de nos jours. Toutefois, l'Inlandsis laurentidien s'est avancé jusqu'aux monts Richardson au moins une fois, et a empêché l'écoulement des eaux vers l'est par le col McDougall, formant ainsi dans les basses terres situées à l'ouest un vaste lac proglaciaire où se sont accumulées d'énormes quantités de silt et d'argile glaciolacustres.

Les données sur les paléo-environnements quaternaires dans la Cordillère canadienne proviennent principalement de l'étude de pollens fossiles, de macrofossiles végétaux, de paléosols, de spéléothèmes et de restes de vertébrés et d'invertébrés. Les renseignements sur le Quaternaire inférieur et moyen sont peu nombreux, bien que de récentes études paléo-écologiques dans le nord du Yukon aient fourni de nouvelles données sur la nature et l'évolution des flores et des faunes circumpolaires au cours de cette période. Par contre, les données sur les paléo-environnements wisconsiniens et holocènes abondent. Les conditions environnementales au cours du long intervalle d'Olympia-Boutellier ont varié dans le temps et l'espace: le climat était parfois similaire à celui d'aujourd'hui et parfois plus froid. Au cours de la Glaciation de Fraser-McConnell, au voisinage des marges est et nord de l'Inlandsis de la Cordillère, le climat était très froid et vraisemblablement aride, et la végétation en était une de toundra. Le climat était moins rigoureux sur la côte du Pacifique et des flores diversifiées ont persisté dans les refuges naturels.

Les principaux changements survenus dans la végétation de la Cordillère canadienne au cours de la déglaciation et immédiatement après sont attribuables aux changements climatiques d'une part, et aux taux différentiels de migration et de succession des plantes dans les régions fraîchement déglacées d'autre part. Des formations végétales non arborescentes, adaptées à des conditions froides et probablement sèches, sont apparues en premier. Elles ont été remplacées rapidement par des forêts dans le sud de la Cordillère, à mesure que le climat s'améliorait. Au Yukon, à peu près à cette époque, une toundra herbacée a été remplacée par une toundra arbustive; plus tard, diverses espèces arborescentes se sont répandues dans la région suivant une configuration complexe. Le réchauffement général, contemporain de la déglaciation, s'est poursuivi au cours de l'Holocène, mais a possiblement été interrompu par de brefs intervalles plus froids. Durant la seconde moitié de l'Holocène, l'intervalle hypsithermal chaud a été suivi par un climat généralement plus frais et plus humide. Dans la plupart des régions, la végétation a peu évolué au cours des quelques derniers millénaires.

Il y a eu oscillation des glaciers alpins de la Cordillère canadienne en réponse aux changements climatiques holocènes. Les moraines de cirques qui existent dans plusieurs chaînes de montagnes et qui datent de la toute fin du Pléistocène ou du début de l'Holocène, ont été érigées au cours d'une avancée mineure des glaciers à la fin de la Glaciation de Fraser ou peu après. D'autres avancées glaciaires ont eu lieu entre 3,3 ka et 1,9 ka, au cours du dernier millénaire et vraisemblablement entre 6 ka et 5 ka. Dans la plupart des régions, les glaciers ont atteint leur extension holocène maximale durant le Petit Âge glaciaire, soit entre l'an 1500 et l'an 1850 de notre ère.

INTRODUCTION

J.J. Clague

Dans ce chapitre, sont examinés la géologie des dépôts quaternaires de la Cordillère canadienne ainsi que divers aspects du paysage régional attribuables à des événements du Quaternaire. Au Canada en général, et dans la Cordillère en particulier, les glaciations quaternaires ont profon-

dément modifié le paysage et déposé une couverture de sédiments meubles qui a beaucoup influencé le développement économique et d'autres activités humaines. Au cours du Quaternaire et peut-être aussi à la fin du Tertiaire, des glaciers ont recouvert de vastes étendues de la Cordillère à maintes reprises, n'épargnant que certaines parties du centre et du nord du Yukon, la partie est des monts Mackenzie et quelques pics épars. Les glaciations ont été séparées par des intervalles interglaciaires et non glaciaires durant lesquels la Cordillère canadienne était largement libre de glaces.

Ce chapitre souligne l'histoire très bien documentée du dernier cycle non glaciaire-glaciaire de la Cordillère canadienne; en outre, les liens entre la topographie, le climat, la croissance et la décroissance des glaciers sont étudiés, de même qu'est évaluée la sédimentation et l'érosion en fonction de changements climatiques majeurs. Une attention particulière est portée à l'histoire quaternaire du Yukon au nord de la limite glaciaire par le biais d'un examen des dépôts sédimentaires du bassin de la rivière Porcupine. On y étudie également (1) le cadre tectonique actuel de la Cordillère canadienne, (2) l'évolution des paysages cordillériens au cours du Quaternaire, (3) les liens entre l'Inlandsis de la Cordillère et l'Inlandsis laurentidien, (4) les liens entre la terre et la mer durant l'avancée et le retrait des derniers glaciers pléistocènes, (5) la paléoécologie et la paléoclimatologie quaternaires de la Cordillère et (6) l'activité des glaciers au cours de l'Holocène.

Description de la région

La Cordillère canadienne fait partie de l'immense chaîne de montagnes qui forme la marge occidentale de l'Amérique du Nord et du Sud et qui, au Canada, atteint 900 km de largeur et plus de 2 500 km de longueur. Elle s'étend vers le nord, de la frontière internationale, le long du 49e parallèle et du détroit de Juan de Fuca, jusqu'à la mer de Beaufort, et vers l'est, depuis le Pacifique et l'Alaska jusqu'aux Plaines intérieures (fig. 1-1). Elle comprend la plus grande partie de la Colombie-Britannique et du Yukon, la plate-forme et le talus continentaux à l'ouest de la Colombie-Britannique, ainsi que certaines parties de l'Alberta et du district de Mackenzie, soit une superficie de quelque 2 000 000 km^2.

La topographie, la géologie, le climat et la végétation y varient énormément. Des montagnes accidentées et englacées, où les précipitations annuelles dépassent 2 500 mm, sont juxtaposées à de larges vallées semi-arides. La Cordillère a la forme générale d'un grand mur qui longe les Plaines intérieures et qui se compose d'une plate-forme surélevée, bordée de remparts montagneux (Bostock, 1948). Le rempart oriental comprend les Rocheuses, les monts Mackenzie et la chaîne Arctique, et le rempart occidental, la chaîne Côtière et la chaîne St. Elias. La plate-forme qui les sépare comprend des plateaux, des basses terres, des vallées et des montagnes qui forment une grande partie du territoire intérieur de la Colombie-Britannique et du Yukon. Les chaînons moins élevés de l'île de Vancouver et des îles de la Reine-Charlotte, ainsi que les basses-terres sur la côte du Pacifique, se situent à l'ouest de la chaîne Côtière.

Il existe de nos jours des glaciers de vallée et des petites calottes glaciaires dans les hautes montagnes de la Cordillère. Durant les principales périodes froides du Pléistocène, des glaciers en provenance de ces montagnes ont recouvert presque toute la Colombie-Britannique et certaines parties du Yukon, du district de Mackenzie et de l'Alberta; l'épaisseur de la glace pouvait atteindre 2,5 km. Durant ces épisodes, le réseau hydrographique de l'Ouest du Canada a été perturbé et réorganisé à maintes reprises, les glaciers ont sculpté les montagnes et d'énormes quantités de sédiments se sont accumulées dans les vallées et sur les plateaux, les basses-terres côtières et le fond marin. Certaines parties du Yukon ont complètement échappé à la glaciation; leur relief relativement doux contraste nettement avec les montagnes accidentées et les basses-terres couvertes de sédiments glaciaires des régions jadis englacées. Depuis la fin du Pléistocène, des processus fluviatiles, des mouvements de masse et autres ont modifié le paysage des régions englacées et non englacées, mais les changements qui en résultent sont peu importants comparativement à ceux qu'ont entraînés les multiples épisodes de croissance et de désintégration des glaciers cordillériens sur des millions d'années.

Évolution des concepts sur le Quaternaire

Nos connaissances de la géologie quaternaire de la Cordillère canadienne proviennent d'observations faites depuis une centaine d'années par des spécialistes des sciences de la Terre. Au cours de cette période, les concepts sur le Quaternaire ont progressivement évolué et se sont raffinés.

Les premières études significatives sur le Quaternaire de la Cordillère canadienne ont été entreprises à la fin du XIXe siècle par G.M. Dawson. Dans une série d'articles remarquables, compte tenu de l'époque, Dawson (1877, 1878, 1879, 1881, 1886, 1888, 1889, 1890, 1891) a conclu que des glaciers avaient jadis recouvert la Colombie-Britannique et les régions adjacentes. Fortement influencé par les idées en vogue à l'époque, ailleurs en Amérique du Nord et en Europe, Dawson a attribué d'abord à une submersion marine dans la partie intérieure de la Cordillère, les dépôts de gravier, ou « plages », perchés sur les flancs des vallées, les « argiles à blocaux » (till) et les dépôts de silt stratifié (pour lesquels Daly (1912) démontrera plus tard une origine glaciolacustre). Plus tard, Dawson abandonnera l'hypothèse d'une transgression marine après qu'elle eut été largement critiquée (Chamberlain, 1894) et consacrera ses travaux à l'étude de la configuration géométrique et des directions d'écoulement des masses glaciaires qui jadis recouvraient la Cordillère.

En 1891, Dawson a publié son rapport le plus complet sur la géologie glaciaire; selon lui, un inlandsis se serait formé dans la Cordillère canadienne lorsque des glaciers de montagne, notamment ceux de la chaîne Côtière, se sont agrandis, puis se sont fusionnés pour former une couverture continue sur les plateaux et les basses-terres côtières. Une fois établi, cet inlandsis aurait comporté, dans le nord de la Colombie-Britannique, un dôme central à partir duquel la glace se serait écoulée vers le nord-ouest jusque dans le Yukon et vers le sud-est jusqu'aux États-Unis.

À la fin du XIXe siècle, le « glacier de la Cordillère » de Dawson provoque chez les géologues oeuvrant en

Clague, J.J.
1989: Introduction (Le Quaternaire de la Cordillère canadienne). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Figure 1.1. Carte de la Cordillère canadienne et des environs, avec les noms de lieux mentionnés dans le texte. La carte à petite échelle en médaillon montre les principales unités physiographiques (d'après Mathews, 1986).

Colombie-Britannique et au Yukon une vive controverse. L'existence d'un tel glacier continue d'être mise en doute au XXe siècle (par ex., Tyrrell, 1919). Or, des observations détaillées en de nombreux endroits de la Cordillère canadienne et des régions adjacentes appuient de plus en plus l'hypothèse d'un inlandsis pléistocène omniprésent (par ex., Willis, 1898; Tyrrell, 1901; Gwillim, 1902; McConnell, 1903a, b; Coleman, 1910; Daly, 1912, 1915; Bretz, 1913; Stewart, 1913; Read, 1921; Johnston, 1926b).

Au début du XXe siècle, les travaux ont plutôt porté sur le mode de croissance de l'inlandsis (Kerr, 1934, 1936; Davis et Mathews, 1944) plutôt que sur son existence, et sur la succession d'intervalles glaciaires et non glaciaires au cours du Quaternaire (par ex., Clapp, 1913; Burwash, 1918; Berry et Johnston, 1922; Johnston, 1923, 1926a; Johnston et Uglow, 1926; Cockfield et Walker, 1933; Bostock, 1934; Kerr, 1934). En outre, les scientifiques se sont penchés sur une grande diversité d'autres phénomènes quaternaires. Par exemple, à la fin du XIXe siècle et au début du XXe, les premières contributions importantes ont été apportées à l'étude des domaines suivants dans la Cordillère canadienne: paléontologie et paléo-écologie quaternaires (Crickmay, 1925, 1929; Hansen, 1940; Cowan, 1941); oscillations glaciaires récentes (Munday, 1931, 1936; Wheeler, 1931); changements du niveau marin au Quaternaire (Lamplugh, 1886; Newcombe, 1914; Johnston, 1921a); stabilité des versants (Stanton, 1898; McConnell et Brock, 1904; Daly et al., 1912); sédimentologie et genèse des sédiments quaternaires (Johnston, 1921b, 1922; Hanson, 1932; Flint, 1935); et évolution géomorphologique (Peacock, 1935; Beach et Spivak, 1943). Malgré ces travaux, les scientifiques oeuvrant dans le domaine du Quaternaire dans cette région étaient encore relativement peu nombreux et le degré d'intérêt restait faible.

Les concepts sur le Quaternaire ont commencé à se développer entre 1945 et 1949, lorsqu'un nombre croissant de géologues ont commencé à s'intéresser à la géologie des formations en surface de la région. Certains (notamment J.E. Armstrong, H.S. Bostock et W.H. Mathews) ont compris que pour mieux connaître le Quaternaire, il fallait examiner séparément les sédiments en surface et les formes associées, plutôt que dans le cadre de programmes de cartographie du substratum rocheux, ce qui avait été généralement le cas auparavant. Leurs efforts ont permis de mieux connaître les changements géomorphologiques qui ont eu lieu durant le Quaternaire dans la Cordillère canadienne, ainsi que le schéma et l'histoire des glaciations dans la région; ce progrès est survenu à une époque marquée par le développement économique et par la prospection de minerais et d'hydrocarbures, donc par une demande accrue d'information sur la distribution et la nature des dépôts meubles. Il en est résulté une hausse rapide du nombre des travaux de recherches entrepris par les organismes gouvernementaux et les universités, situation qui se maintient de nos jours. Au cours des quatre dernières décennies, la remarquable multiplication des travaux scientifiques sur le Quaternaire s'est accompagnée d'un accroissement de la diversité et du perfectionnement des recherches. Avant la Seconde Guerre mondiale, de nombreuses études du Quaternaire consistent uniquement à observer les directions d'écoulement glaciaire, les limites supérieures des glaciations et les modifications des réseaux hydrographiques. Par contre, depuis quelques années, les travaux portent sur la stratigraphie, les paléomilieux sédimentaires, la paléo-écologie, la néotectonique et l'hydrogéologie entre autres. Ce chapitre présente une synthèse des renseignements recueillis dans ces domaines et dans quelques autres.

Organisation et auteurs

L'introduction sera suivie d'une vue d'ensemble de la Cordillère canadienne, y compris de brefs sommaires dans les domaines suivants : géologie du substratum rocheux; cadre tectonique quaternaire; physiographie et hydrographie; climat; développement des paysages quaternaires; nature et distribution régionale des dépôts quaternaires; facteurs contrôlant la sédimentation et l'érosion quaternaires; nature et extension de l'Inlandsis de la Cordillère; croissance et désintégration de l'inlandsis; liens entre l'Inlandsis de la Cordillère et l'Inlandsis laurentidien; et niveaux marins quaternaires. D'autres sections porteront sur la stratigraphie, l'histoire et la paléo-écologie du Quaternaire des diverses parties de la Cordillère canadienne; les fluctuations des glaciers holocènes; et l'importance économique des dépôts quaternaires et des processus géologiques actuels.

Le nom de l'auteur suit le titre de chaque section. J.J. Clague a passé en revue toutes les contributions afin d'assurer l'uniformité du style et l'intégrité de la couverture d'ensemble.

GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX

J.J. Clague

La Cordillère canadienne comprend une partie de la marge occidentale déformée du craton nord-américain et une série de prismes d'accrétion tectonique (ou « terranes ») qui se sont accolés au craton par convergence oblique des plaques nord-américaine et pacifique au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque (Coney et al., 1980; Jones et al., 1982a, b; Monger et al., 1982; Chamberlain et Lambert, 1985). Ces prismes sont séparés les uns des autres par des failles majeures, des intrusions ou une couverture de roches plus jeunes, et chacun se compose d'un ensemble unique de roches formées dans un contexte tectonique particulier (Tipper et al., 1981). Par analogie avec des exemples modernes, la plupart des prismes de la Cordillère apparaissent comme des restes d'arcs insulaires, de plateaux et d'îles océaniques, de fragments de marges continentales et de terranes complexes qui comportent des zones de mélange, des fragments ophiolitiques et des bassins marginaux externes fragmentés par des failles chevauchantes (Silver et Smith, 1983).

L'accrétion et la fracturation associée ont donné à la Cordillère canadienne une trame structurale NW-SE marquée. La région englobe cinq grands domaines géologiques alignés NW-SE, chacun possédant une stratigraphie, un métamorphisme, un plutonisme, un volcanisme et une structure caractéristiques (fig. 1-2, 1-3; Tipper et al., 1981; Monger et al., 1982; Monger et Berg, 1984; Gabrielse, sous presse):

1. Le Domaine de l'avant-pays longe les roches non déformées de la plate-forme intérieure, du côté est, et est

Clague, J.J.
1989: Géologie du substratum rocheux (Cordillère canadienne). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

formé d'un biseau qui s'amincit vers le nord-est et se compose de roches carbonatées néritiques et miogéoclinales et de roches clastiques cratoniques datant du Protérozoïque moyen au Jurassique supérieur, ainsi que de roches clastiques exogéoclinales dérivées de la Cordillère et datant du Jurassique supérieur au Paléogène. Ce biseau est télescopé d'environ 200 km le long d'une série de failles chevauchantes à pendage ouest et de plis orientés NW-SE qui se sont formés durant le Mésozoïque supérieur et le Cénozoïque inférieur.

2. Le Domaine d'Omineca, à cheval sur la limite de l'ancien continent nord-américain et les terranes à

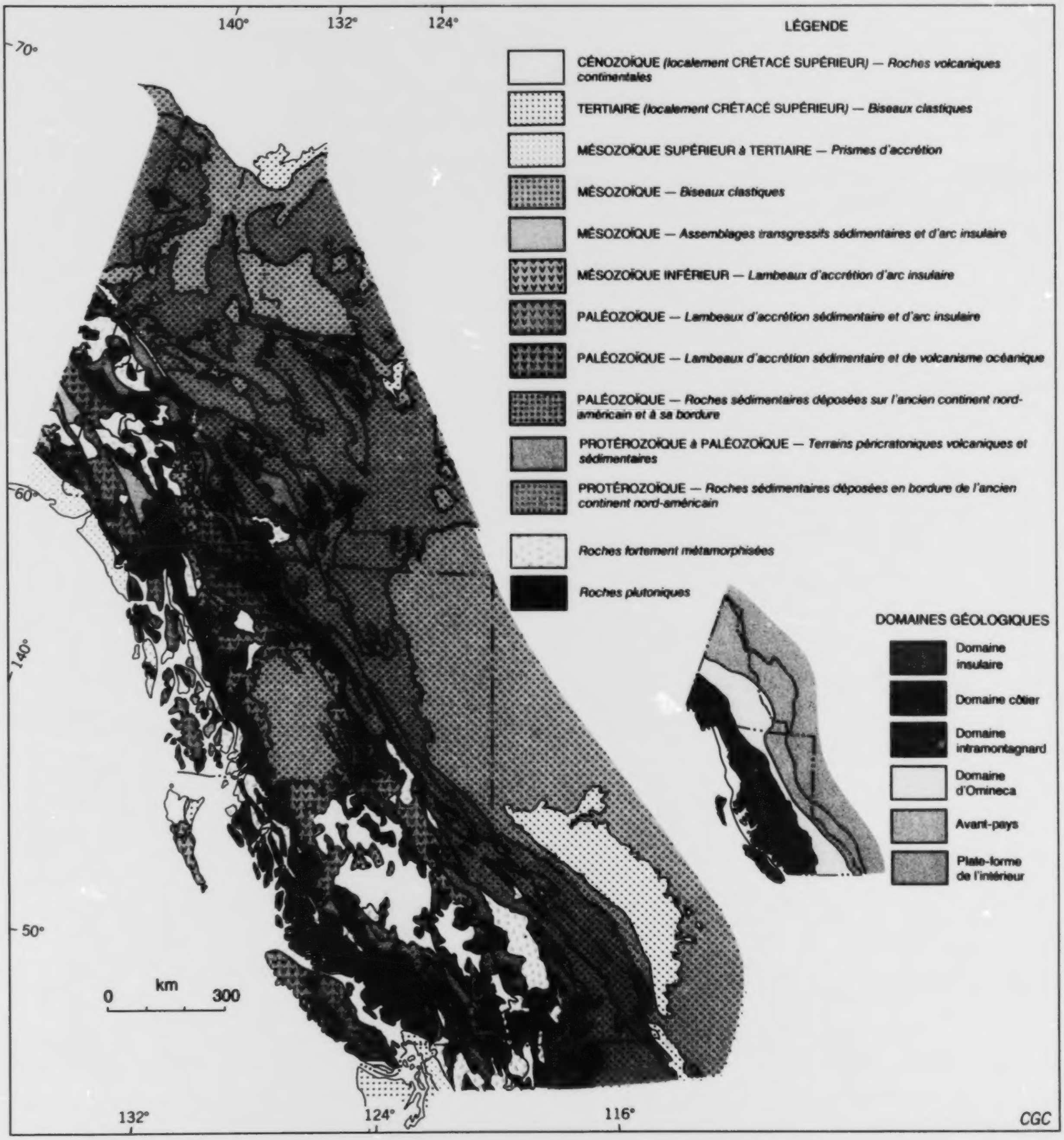


Figure 1.2. Géologie simplifiée de la Cordillère canadienne (adapté de Tipper et al., 1981).

l'ouest, est une importante bordure tectonique déformée, caractérisée par un métamorphisme régional et un plutonisme granitique. Sa partie orientale se compose de roches miogéoclinales du Protérozoïque moyen au Paléozoïque moyen et sa partie occidentale, de roches sédimentaires et volcaniques accolées du Paléozoïque et du Mésozoïque inférieur. Ce domaine contient de nombreux plutons granitiques, principalement d'âge jurassique et crétacé. Son métamorphisme intense et sa structure complexe ont été produits lorsqu'un vaste terrane composite a heurté la croûte continentale à l'est et s'y est accolé, probablement au cours du Jurassique inférieur et moyen.

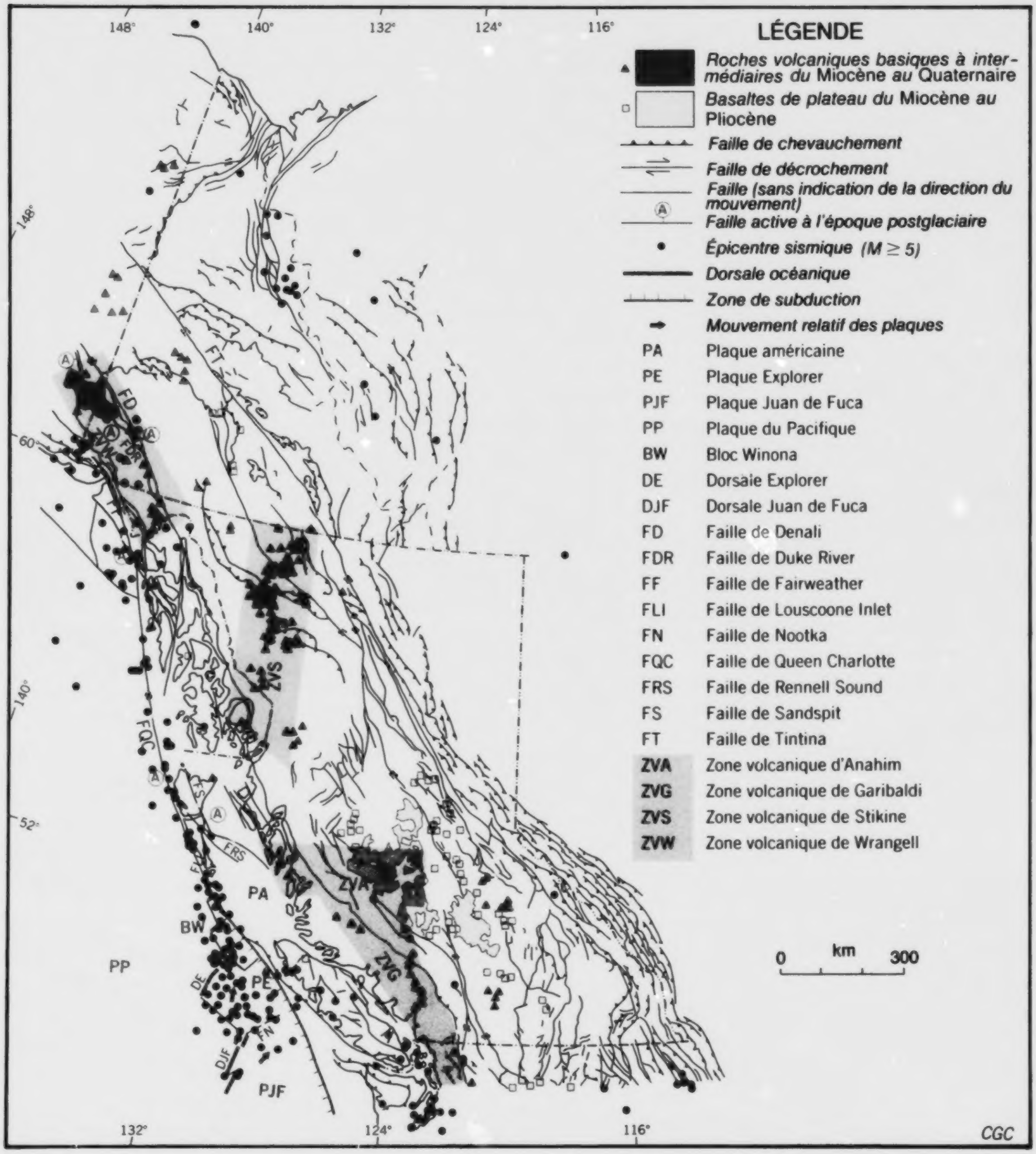


Figure 1.3. Failles majeures, limites des plaques, épicentres des principaux tremblements de terre historiques (jusqu'en décembre 1980) et roches volcaniques récentes de la Cordillère canadienne. Sources de l'information: Riddihough et Hyndman (1976), Souther (1976), Tipper et al. (1981), Commission géologique du Canada (données inédites).

3. Le Domaine intramontagneux comporte trois grands terranes composés de roches sédimentaires et volcaniques marines qui datent du Paléozoïque supérieur au Mésozoïque moyen. Ces roches reposent sous des biseaux clastiques autochtones, d'âge jurassique et crétacé, et sous des roches sédimentaires et volcaniques généralement horizontales, d'âge tertiaire. Ce domaine comprend également des intrusions granitiques, comagmatiques des diverses roches volcaniques. Les trois grands terranes du Domaine intramontagneux s'étaient déjà fusionnés au Jurassique moyen, avant de heurter la croûte continentale à l'est.
4. Le Domaine côtier, à l'ouest du Domaine intramontagneux, constitue la seconde grande bordure plutonique et métamorphique de la Cordillère canadienne. Elle se compose de roches granitiques, jurassiques ou tertiaires, et de couches volcaniques et sédimentaires plus ou moins métamorphisées dont l'âge varie du Paléozoïque au Tertiaire inférieur. Le Domaine côtier s'est formé principalement durant le Crétacé et le Tertiaire inférieur, vraisemblablement par collision des terranes fusionnés du Domaine intramontagneux et du vaste terrane composite situé à l'ouest (le Domaine insulaire). L'épaississement par compression et le chevauchement tectonique attribués à cette collision auraient provoqué le soulèvement sur 5 à 25 km et l'érosion suvenus le long de l'axe du domaine durant le Cénozoïque.
5. Le Domaine insulaire, tout comme le Domaine intramontagneux, est un terrane composite. Il comporte des roches sédimentaires et volcaniques allant du Cambrien supérieur au Tertiaire, ainsi que des roches granitiques qui sont partiellement comagmatiques des roches volcaniques. Ses éléments principaux se sont vraisemblablement fusionnés au cours du Jurassique moyen et sont entrés en collision avec les terranes du Domaine intramontagneux durant le Crétacé. Toutefois, les prismes d'accrétion trouvés sur sa marge occidentale ont été accolés plus tard, et, d'ailleurs, l'accrétion du terrane de Yakutat se poursuit de nos jours, contrôlée par la subduction de la plaque pacifique sous l'Alaska.

Outre l'accrétion de terranes à l'Amérique du Nord, il y a eu compression et déplacement vers le nord-ouest des roches accolées. Les déplacements se manifestent en partie dans les grands décrochements directionnels dextres de la région, comme la faille de Tintina au Yukon, qui a été active du Crétacé supérieur au Tertiaire inférieur, la faille de Denali en Alaska et au Yukon, qui est active depuis le Tertiaire moyen, et le réseau extracôtier de failles de Queen Charlotte-Fairweather, qui restent actives de nos jours. Dans le sud-est de la Cordillère canadienne, les déplacements du Tertiaire inférieur ont été accompagnés de l'extension et du soulèvement de la croûte le long de failles normales listriques, d'où la dénudation tectonique des roches de la couverture au-dessus des complexes à noyau métamorphique.

CADRE TECTONIQUE QUATERNAIRE

J.J. Clague

Le régime tectonique actuel de l'ouest de l'Amérique du Nord est contrôlé principalement par les mouvements des plaques américaine, pacifique et Juan de Fuca (fig. 1-3; Atwater, 1970). En outre, il existe deux petits blocs lithosphériques, la plaque Explorer et le bloc Winona, à l'extrémité nord de la plaque Juan de Fuca, qui pourraient se déplacer en unités indépendantes (Riddihough, 1977). Les plaques américaine et pacifique et le bloc Winona ont leur jonction au large de l'extrémité septentrionale de l'île de Vancouver (Riddihough et al., 1980). La faille transformante de Queen Charlotte-Fairweather sépare les deux plaques au nord de ce triple point de jonction. Les déplacements le long de la faille sont dextres et atteignent en moyenne 5,5 cm/a (Chase et Tiffin, 1972; Keen et Hyndman, 1979). Au sud du triple point de jonction, un système de dorsales en expansion et de courtes failles transformantes forme la limite entre la plaque pacifique à l'ouest, et les plaques Juan de Fuca et Explorer ainsi que le bloc Winona à l'est (Barr et Chase, 1974; Riddihough et al., 1983). La vitesse d'expansion des dorsales Juan de Fuca et Explorer varie d'environ 4 à 6 cm/a (Keen et Hyndman, 1979). Les plaques Juan de Fuca et Explorer sont séparées par la faille transformante de Nootka, qui se prolonge vers le nord-est depuis la dorsale Juan de Fuca jusqu'à la plate-forme continentale du centre nord de l'île de Vancouver (Hyndman et al., 1979). Le mouvement le long de cette faille, de l'ordre de 2 cm/a, est sénestre.

La limite entre la plaque américaine et la plaque Juan de Fuca semble être une zone de convergence ou de subduction. Il y a certainement eu subduction le long des côtes de la Colombie-Britannique et des états de Washington et de l'Oregon au cours des derniers millions d'années (Riddihough et Hyndman, 1976) mais, vu l'absence d'une fosse marginale profonde, caractéristique de la plupart des zones de subduction actives, l'absence de séismes profonds ou de séismes dus à des failles chevauchantes dans un plan de Benioff incliné vers l'est, et l'activité volcanique faible dans les montagnes en bordure du Pacifique, il n'est pas certain que la subduction se poursuive de nos jours (Crosson, 1972). Après avoir examiné les données géologiques et géophysiques pertinentes, Riddihough et Hyndman (1976) ont conclu que la subduction se poursuivait probablement au sud de 50° de latitude N, mais très lentement dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique.

Dans la Cordillère canadienne, la répartition des séismes, des failles actives et récemment actives et des volcans quaternaires (fig. 1-3) est liée au régime tectonique décrit ci-dessus. Les principales zones sismiques sont (1) la faille de Queen Charlotte-Fairweather, (2) la dorsale extracôtière en expansion et les zones de factures associées, (3) la partie méridionale du détroit de Georgia et du détroit de Puget, (4) la chaîne St. Elias et (5) une partie de l'est du Yukon et de l'extrême ouest du district de Mackenzie (Basham et al., 1977; Milne et al., 1978). Les deux premières régions sont des limites de plaques et donc sismiquement actives. Les mécanismes au foyer et les solutions du plan de faille y concordent bien avec les mouvements relatifs préconisés des plaques (Hyndman et Weichert, 1983). La région sismique située dans le sud du détroit de Georgia-détroit de Puget pourrait correspondre à la zone sous laquelle la plaque Juan de Fuca demeure essentiellement

Clague, J.J.
1989: Cadre tectonique quaternaire (Cordillère canadienne). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

cohérente pendant qu'elle s'enfonce sous la plaque nord-américaine (Keen et Hyndman, 1979). La sismicité de cette région serait liée à une compression latérale ou à un chevauchement survenus dans la plaque en subduction, attribuables au brusque changement de direction de la marge continentale nord-américaine à cette latitude. L'activité sismique du détroit de Georgia diminue progressivement vers le nord et devient très faible au nord de la limite présumée des plaques Explorer et américaine, à environ 51°N. La sismicité de la chaîne St. Elias est vraisemblablement liée à la convergence des plaques américaine et pacifique dans le nord du golfe de l'Alaska. Restent inconnus les liens qui existent entre le régime tectonique actuel et la sismicité dans l'est du Yukon et l'ouest du district de Mackenzie, de même que les tremblements de terre sporadiques qui ont lieu ailleurs dans la Cordillère, par exemple dans le centre sud et le sud-est de la Colombie-Britannique.

Plusieurs failles de la Cordillère canadienne sont actives de nos jours ou l'ont été durant l'Holocène. La forte sismicité atteste l'activité actuelle de la faille de Queen Charlotte et de certaines des failles transformantes qui relient des segments des dorsales Juan de Fuca et Explorer (Milne et al., 1978). D'autres failles majeures, principalement des décrochements directionnels, ont certainement ou probablement été actives durant l'Holocène et actuellement, par exemple, les failles de Denali et Duke River et les failles associées dans le sud-ouest du Yukon (Clague, 1979; Horner, 1983), ainsi que les failles de Sandspit, Rennell Sound et Louscoone Inlet dans les îles de la Reine-Charlotte (Sutherland Brown, 1968; Young, 1981). D'autres grandes failles pourraient aussi être actives, mais leurs déplacements récents n'ont pas encore été documentés. Enfin, il existe probablement dans la Cordillère de nombreuses petites failles actives que les géologues n'ont pas identifiées. Toutefois, Hamilton et Luternauer (1983) ont reconnu un bon nombre de petites failles holocènes, peut-être d'origine tectonique, sur le fond marin dans le sud et le centre du détroit de Georgia, et Eisbacher (1977) a décrit des escarpements de failles récentes dans les monts Mackenzie.

La plupart des volcans quaternaires de la Cordillère canadienne sont alignés selon quatre zones linéaires (fig. 1-3; Souther, 1970, 1977). La zone de Garibaldi, la plus au sud, représente le prolongement septentrional d'une chaîne bien définie de volcans du Cénozoïque supérieur dans le nord de la Californie, de l'Oregon et de l'État de Washington. Elle contient plus de trente cônes et dômes quaternaires d'andésite, de dacite et d'un peu de basalte, structures probablement formées par suite de la subduction des plaques Juan de Fuca et Explorer. La zone volcanique d'Anahim, qui se prolonge d'est en ouest à travers la Colombie-Britannique aux environs de 52°N, comprend une trentaine de volcans quaternaires, principalement de composition basaltique. Elle pourrait être le produit du mouvement progressif de la plaque américaine au-dessus d'un ou de plusieurs point chauds du manteau (Bevier et al., 1979; Rogers, 1981; Souther, 1986; Souther et al., 1987). La zone volcanique de Stikine, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique et le sud-est de l'Alaska, comprend plus de 50 centres éruptifs quaternaires, dont l'un a moins de 150 ans. Les volcans sont principalement basaltiques, comme ceux de la zone d'Anahim. D'après Souther (1977), cette zone s'est peut-être formée en réponse à des tensions associées à un cisaillement dextre entre les plaques américaine et pacifique. Cependant, dans le contexte du régime actuel des plaques tectoniques, il est difficile d'expliquer la position de la zone de Stikine, loin à l'est de la limite de ces deux plaques, et le fait qu'elle prend fin près de 60°N. La zone volcanique de Wrangell, la plus au nord, forme un grand arc de roches éruptives calco-alcalines traversant la chaîne St. Elias depuis le sud-ouest du Yukon jusqu'au centre de l'Alaska. Bien que sa partie canadienne soit dominée par des laves tertiaires, sa partie alaskienne comprend de nombreux volcans quaternaires qui se sont vraisemblablement formés par suite de la subduction de la plaque pacifique sous la fosse aléoutienne (Van Wormer et al., 1974).

Enfin, dans la Cordillère canadienne, l'interaction des plaques lithosphériques a également provoqué des mouvements verticaux récents de la croûte. Les observations marégraphiques et le renivellement géodésique révèlent que les zones côtières externes de la Colombie-Britannique se soulèvent (jusqu'à 2 mm/a), tandis que la côte interne s'affaisse ou est stable (de 0 à 2 mm/a); l'isoligne de soulèvement nul ou « ligne charnière » traverse le détroit d'Hecate et, soit le détroit de Georgia, soit l'île de Vancouver (Clague et al., 1982b; Riddihough, 1982). Cette configuration se poursuit vers le sud jusque dans l'État de Washington (Ando et Balazs, 1979), mais elle est interrompue au nord où le soulèvement est considérable dans le sud-est de l'Alaska et dans les régions limitrophes de la Colombie-Britannique et du Yukon (Hicks et Shofnos, 1965; Vaniek et Nagy, 1980, 1981). Certaines parties de la chaîne St. Elias, très accidentée, et de la chaîne Côtière septentrionale se soulèvent actuellement à un rythme allant de plusieurs millimètres à quelques centimètres par année. D'autres régions seraient également en voie de soulèvement. Par exemple, dans un secteur du sud-est de la Colombie-Britannique, qui se trouve vraisemblablement au-dessus d'un point chaud du manteau, le rythme du soulèvement actuel semble atteindre plusieurs millimètres par an (Vaniek et Nagy, 1980; Riddihough, 1982). Le schéma actuel de soulèvement et de subsidence dans la Cordillère indique que les mouvements ont une origine principalement tectonique (Clague et al., 1982b; Riddihough, 1982). Cependant, une certaine proportion du soulèvement actuel dans les régions fortement englacées telles que la chaîne St. Elias (par ex., dans la baie Glacier) pourrait être une réponse isostatique à la déglaciation récente (Hicks et Shofnos, 1965).

PHYSIOGRAPHIE ET HYDROGRAPHIE

J.J. Clague

La Cordillère canadienne comprend quatre grandes catégories de paysages: des montagnes (y compris des « hautes terres »), des plateaux, des basses terres et des vallées (y compris des fjords) (fig. 1-4 à 1-7). Les unités physiographiques locales composées d'au moins un de ces éléments peuvent se grouper en trois grands « systèmes » qui se prolongent sur toute la longueur de la Colombie-Britannique et du Yukon: le système de l'Ouest, le système

Clague, J.J.
1989: Physiographie et hydrographie (Cordillère canadienne). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

de l'Intérieur et le système de l'Est (fig. 1-1; Bostock, 1948, 1970; Holland, 1964).

Le système de l'Ouest comprend: (1) les grandes chaînes de montagnes du sud-ouest du Yukon (chaîne St. Elias) et de l'ouest de la Colombie- Britannique (chaîne Côtière, chaîne des Cascades et chaîne Insulaire); (2) les bandes étroites de basses terres côtières qui longent la côte de la Colombie-Britannique; (3) les vallées intramontagneuses et les fjords; et (4) le fond marin de la marge continentale de la Colombie-Britannique. Il comporte également les plus vastes champs de glace de la Cordillère et les plus hauts sommets du Canada, notamment le mont Logan (environ 5 951 m) et le mont St. Elias (5 489 m) (fig. 1-8).

Le système de l'Intérieur est dominé par les vastes plateaux de l'intérieur de la Colombie-Britannique et du Yukon, les principaux étant ceux du Yukon, de Stikine et de l'intérieur, et par les chaînes limitrophes, notamment les monts Ogilvie, Selwyn, Pelly, Cassiar, Omineca, Skeena et Colombia (dont certains comportent deux chaînes nommées ou plus). En Colombie-Britannique, le système de l'Intérieur est séparé du système de l'Est par le sillon des Rocheuses, élément topographique et structural remarquable qui s'étend, avec une seule grande lacune, sur 1 400 km vers le nord-ouest, à partir de 49°N jusqu'à proximité de la frontière entre la Colombie-Britannique et le Yukon. Au Yukon, le sillon de Tintina, vallée similaire contrôlée par la structure, traverse le système de l'Intérieur en suivant la même direction.

Le système de l'Est comprend des montagnes accidentées, des plateaux, des basses terres et des vallées bordant les Plaines intérieures à l'est. La chaîne arctique, les monts Mackenzie, les monts Franklin, les Rocheuses et le plateau de la rivière Peel en sont les éléments principaux.

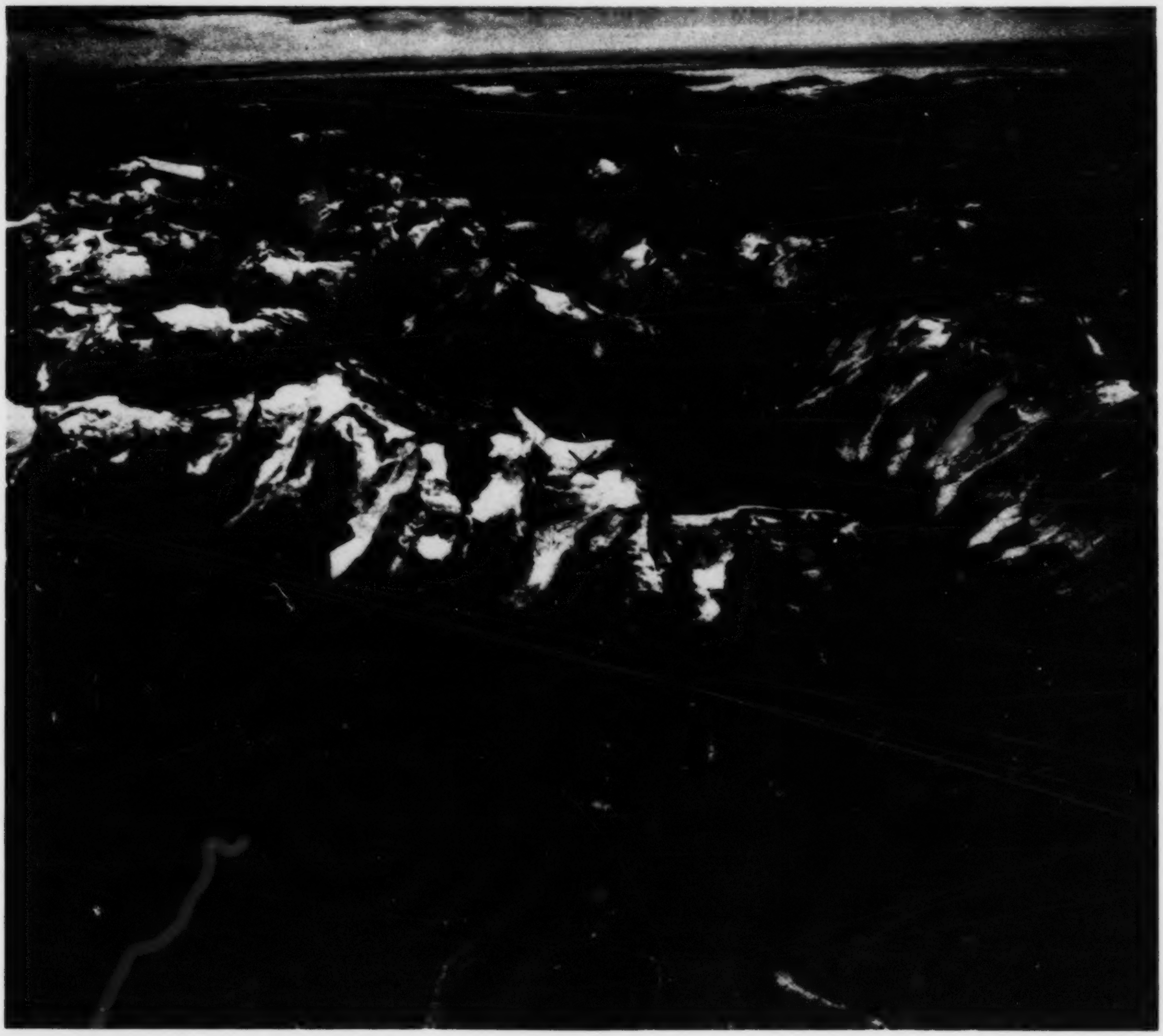


Figure 1.4. Chaîne Côtière à l'ouest de Kitimat, en Colombie-Britannique. Province de la Colombie-Britannique BC528-21.

Certaines parties des bassins hydrographiques du Pacifique, de la mer de Bering, de l'océan Arctique et de la baie d'Hudson se situent dans la Cordillère canadienne, et la plupart des grands cours d'eau de l'Ouest canadien la traversent ou y ont leur origine (fig. 1-1). Les fleuves Fraser et Columbia drainent presque toute la moitié méridionale de la Colombie-Britannique et se jettent dans le Pacifique. Les rivières Skeena et Stikine se jettent aussi dans le Pacifique et drainent une grande partie du nord-ouest de la province. La rivière Saskatchewan, qui prend naissance dans les Rocheuses méridionales de l'Alberta, fait partie du bassin hydrographique de la baie d'Hudson. Au nord, la rivière Athabasca, qui elle aussi naît dans les Rocheuses, fait partie du réseau hydrographique du Mackenzie qui se déverse dans l'océan Arctique. La rivière de la Paix et la rivière Liard sont des affluents importants du Mackenzie et drainent presque tout le centre nord et le nord-ouest de la Colombie-Britannique. Plusieurs cours d'eau qui se jettent dans le Mackenzie ont leur source dans l'ouest du district de Mackenzie et dans certaines parties du Yukon septentrional. Le fleuve Mackenzie passe à l'extérieur de la Cordillère, excepté un tronçon de 500 km au nord-ouest de l'embouchure de la Liard (fig. 1-1). Le fleuve Yukon, qui traverse l'Alaska pour se jeter dans la

Figure 1.5. Vallée du fleuve Fraser à l'ouest de Clinton, en Colombie-Britannique. Province de la Colombie-Britannique BC1087-46.

mer de Bering, et ses affluents drainent une grande partie du Yukon.

CLIMAT

J.M. Ryder

Le climat de la Cordillère canadienne est principalement déterminé (1) par la situation de la région à des latitudes moyennes ou élevées, le long de la marge continentale adjacente à l'océan Pacifique, et (2) par la topographie qui comprend plusieurs chaînes de montagnes orientées parallèlement à la côte. La circulation atmosphérique dominante est dirigée vers l'est, les masses d'air humide et les tempêtes cycloniques formées au-dessus du Pacifique se déplaçant vers l'intérieur des terres au-dessus d'une succession de chaînes de montagnes, de plateaux et de vallées (Hare et Hay, 1974; Hare et Thomas, 1974).

L'air chaud et humide du Pacifique domine la région côtière qui se situe à l'ouest de la crête de la chaîne Côtière,

Ryder, J.M.
1989: Climat (Cordillère canadienne). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

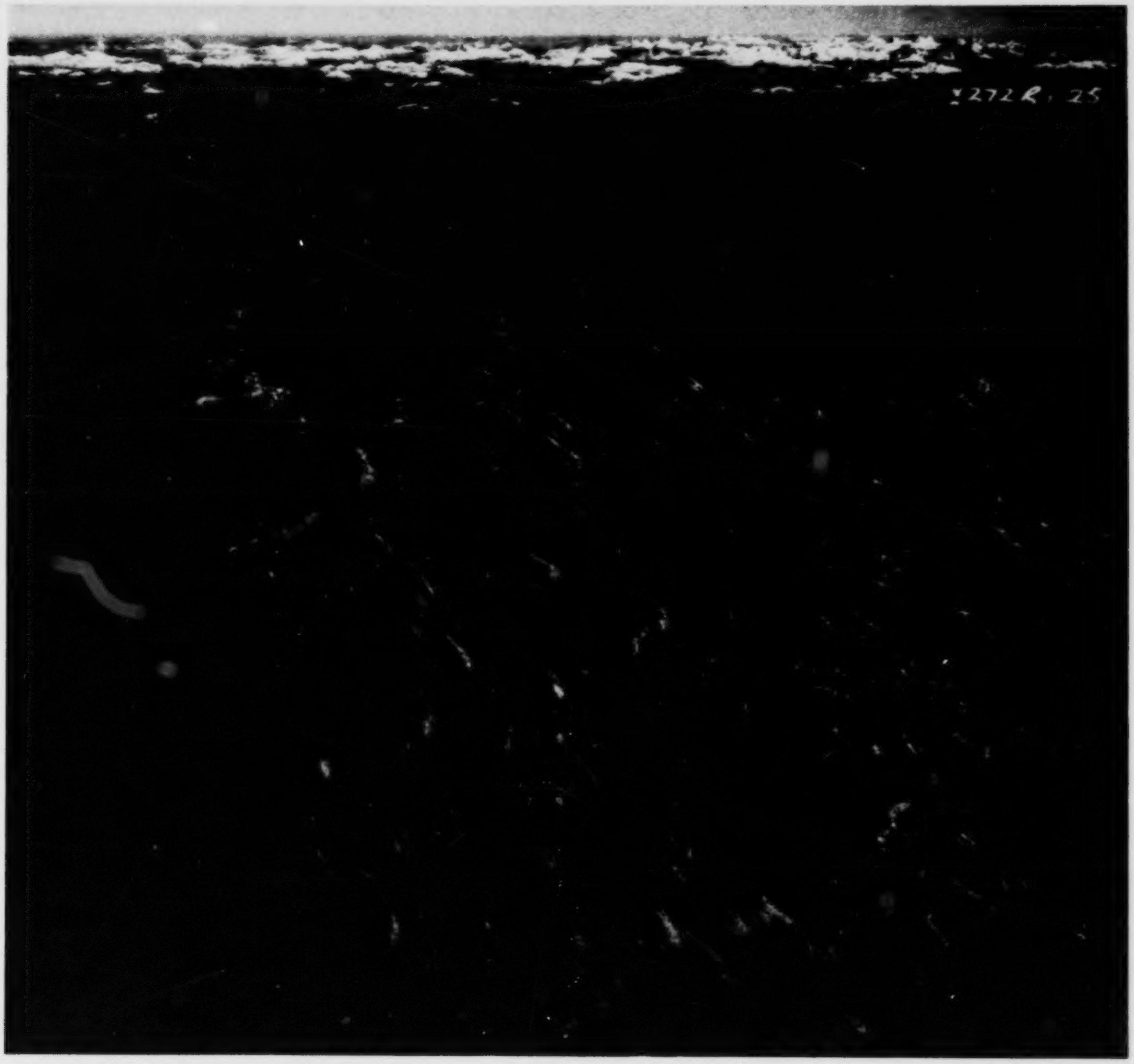


Figure 1.6. Plateau à drumlins au nord-est de Prince George, en Colombie-Britannique; vue vers le nord-est en direction des Rocheuses. Province de la Colombie-Britannique BC761-71.

de la chaîne des Cascades et de la chaîne St. Elias. Les précipitations annuelles dépassent 2 500 mm dans une grande partie de cette région qui est donc de loin la plus humide au Canada (Hare et Hay, 1974). L'hiver, les précipitations qui ont lieu le long de la côte sont produites par une série de systèmes frontaux associés à des tempêtes cycloniques dans le golfe de l'Alaska; les effets orographiques accroissent les précipitations frontales qui augmentent donc considérablement avec l'altitude. Les chutes de neige ne constituent qu'une faible proportion des précipitations près du niveau de la mer, mais la neige accumulée pendant l'hiver est épaisse dans les montagnes côtières.

Figure 1.7. Estran et contrefort montagneux, côte ouest de l'île de Vancouver. Province de la Colombie-Britannique BC666-93.

Figure 1.8. Le mont St. Elias, deuxième sommet en importance au Canada. Photo gracieuseté d'Austin Post.

L'été, la côte subit l'influence d'un important anticyclone et il y a des périodes de beau temps avec de rares orages de convection. La température de l'air, modérée par des masses d'air maritime, y varie beaucoup moins d'une journée à l'autre et d'une saison à l'autre qu'à l'intérieur des terres. Les hivers sont doux; en janvier, la température moyenne varie de 1°C à 5°C environ, et baisse rapidement à mesure qu'on s'avance à l'intérieur des terres (Service de l'environnement atmosphérique, pas de date). Le long de la côte, l'amplitude thermique annuelle, c'est-à-dire la différence entre la température moyenne du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid, n'est que de 10 à 15°C, soit la plus basse au Canada.

La région intérieure méridionale, qui s'étend vers l'est, depuis la crête de la chaîne Côtière et de la chaîne des Cascades jusqu'aux Plaines intérieures, et au nord jusqu'à environ 58°N, se caractérise par des contrastes climatiques marqués. La température et l'humidité sont influencées par des masses d'air maritime modifiées qui ont perdu une grande partie de leur humidité durant leur passage au-dessus des montagnes côtières. Cependant, l'apport d'air continental arctique pendant l'hiver, et d'air continental tropical pendant l'été, crée des conditions extrêmes variables. La répartition annuelle des précipitations est plus uniforme que sur la côte, bien que le rapport neige/pluie y soit plus élevé. La répartition régionale des précipitations est fonction des écrans pluviométriques et des effets orographiques locaux. Les précipitations annuelles sont inférieures à 250 mm dans certaines vallées méridionales et varient de 400 à 600 mm dans les vallées septentrionales (Service de l'environnement atmosphérique, pas de date). Elles abondent sur les plateaux (au moins 700 mm/a) et dans les monts Columbia et les Rocheuses (maximum de 1 500 ou 2 000 mm/a sur les flancs occidentaux). En général, la température de l'air est plus élevée au sud et s'abaisse au nord et aux altitudes élevées. En janvier, la température moyenne au fond des vallées varie de −3 à −6°C au sud, et de −10 à −17°C au nord, et en juillet, de 18 à 21°C au sud, et de 14 à 17°C au nord (Service de l'environnement atmosphérique, pas de date). L'amplitude thermique annuelle dans la zone climatique intérieure méridionale est d'environ 26°C, soit deux fois celle de la côte.

Le climat de la Cordillère septentrionale, qui comprend la Colombie-Britannique au nord de 58°N, le Yukon et la partie occidentale du district de Mackenzie, ressemble à celui des autres régions forestières boréales de haute latitude du Canada. Les hivers sont longs (octobre à avril) et dominés par l'air continental arctique sec et très froid. Les précipitations sont faibles, soit de 300 à 400 mm/a sur les plateaux et dans les vallées et les basses terres, parce que la région est abritée par la chaîne St. Elias et par la chaîne Côtière et que les masses d'air froid ont une faible capacité de rétention de la vapeur d'eau (Kendrew et Kerr, 1955; Service de l'environnement atmosphérique, 1982). Il n'y a pas de saison pluvieuse ou de saison sèche prononcées, bien que le printemps soit relativement sec et que les précipitations soient souvent un peu plus concentrées en été.

Le pergélisol est continu dans le nord du Yukon et discontinu ailleurs au Yukon et dans les montagnes du district de Mackenzie. En Colombie-Britannique, le pergélisol a une répartition sporadique aux altitudes supérieures à 1 200 m au nord, et à 2 100 m au sud (Brown, 1967; Hare et Thomas, 1974).

DÉVELOPPEMENT DES PAYSAGES DE LA CORDILLÈRE AU COURS DU QUATERNAIRE

W.H. Mathews

Avant de pouvoir comprendre l'évolution du paysage de la Cordillère canadienne, il faut répondre à deux questions plus ou moins interreliées: (1) à quoi ressemblait le paysage au début du Quaternaire (ou en quoi différait-il de celui d'aujourd'hui) et (2) quels processus géomorphologiques ont pu être des agents de changements physiographiques au Quaternaire.

Le paysage au début du Quaternaire

Les données qui permettent de répondre à la première question sont limitées, vu la rareté des formations corrélatives datant de cette époque géologique. Néanmoins, un examen de la distribution et de la nature des roches et reliefs volcaniques et sédimentaires du Tertiaire supérieur permet de tirer certaines conclusions générales sur la physiographie de la Cordillère canadienne au début du Quaternaire.

Le paysage cordillérien au début du Quaternaire était dominé par des hautes terres montagneuses, des plateaux disséqués et des plaines alluviales et ressemblait probablement au paysage actuel du Yukon septentrional. La répartition des hautes terres et des basses terres était probablement assez semblable à celle d'aujourd'hui, mais le relief devait être beaucoup moins prononcé. Les vallées, notamment celles de l'intérieur, n'étaient pas aussi profondes qu'aujourd'hui et n'avaient pas encore été fortement modifiées par les glaciations. Les dimensions et même la direction d'écoulement des cours d'eau qui occupaient ces vallées étaient peut-être différentes. Les montagnes étaient presque certainement moins élevées qu'aujourd'hui et avaient probablement déjà subi une érosion glaciaire, bien que la distribution et l'intensité des modifications glaciaires fussent sans doute beaucoup plus limitées que de nos jours. La côte devait être moins profondément indentée qu'aujourd'hui et ressembler aux côtes actuelles du nord-est des îles de la Reine-Charlotte ou du nord du golfe de l'Alaska. Les fluctuations du niveau marin associées aux glaciations pliocènes de l'Antarctique ont peut-être favorisé le creusement d'embouchures fluviales puis leur submersion, donc la formation d'estuaires tels que l'inlet Masset dans les îles de la Reine-Charlotte. Il est difficile de dire si des glaciers pliocènes locaux ont atteint la mer pour créer les fjords remarquables de la côte ouest actuelle, ou si des lacs de fjords ont existé dans les vallées intérieures.

Processus géomorphologiques

Le diastrophisme, le volcanisme, l'érosion et la sédimentation subaériennes et la glaciation sont les principaux processus géomorphologiques qui ont modelé la surface de la Cordillère durant le Quaternaire.

Mathews, W.H.
1989: Développement des paysages de la Cordillère au cours du Quaternaire. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Diastrophisme

Le diastrophisme a provoqué le soulèvement et la subsidence de diverses parties de la Cordillère durant le Quaternaire, comme le montrent les exemples suivants:

1. Dans le nord-est de la chaîne St. Elias et le sud de la chaîne Côtière, des laves miocènes ont été basculées, faillées et soulevées (Tipper, 1963; Souther et Stanciu, 1975). En se fondant sur la datation par traces de fission, Parrish (1981) a conclu que le soulèvement et la dénudation du mont Logan, dans la chaîne St. Elias, se sont poursuivis à un rythme moyen de 0,3 m/ka au cours des quinze derniers millions d'années. Dans la chaîne Côtière méridionale, le soulèvement a été légèrement plus lent, soit généralement de >0,2 m/ka au cours des dix derniers millions d'années (fig. 1-9; Parrish, 1983). Le fait que des laves du Pliocène et du Quaternaire inférieur, situées le long du Fraser entre 51° N et 52° N, soient inclinées et profondément creusées, suggère que ce soulèvement s'est poursuivi durant le Quaternaire.
2. Des pédiplaines disséquées, couvertes de gravier, se trouvent par endroits sur les roches plissées et faillées des avant-pays orientaux de la Cordillère, à partir du Montana vers le nord jusqu'aux monts Richardson (Alden, 1932; Ross, 1959; Roed, 1975; Rampton, 1982). Quelques autres existent aussi à l'est, dans les Plaines intérieures. Ces surfaces résiduelles varient en âge de l'Oligocène inférieur au Tertiaire supérieur (Russell, 1957; Russell et Churcher, 1972; Mathews, 1978; Rampton, 1982). Elles ont été soulevées et entaillées au cours du Tertiaire moyen et supérieur et du Quaternaire, à mesure que les montagnes à l'ouest étaient exhaussées.
3. D'autres indices du soulèvement relativement récent des Rocheuses sont tirés de l'étude de spéléothèmes provenant de cavernes phréatiques résiduelles préservées dans les versants de vallées. La datation U-Th des spéléothèmes nous renseigne sur les vitesses de creusement des vallées; selon des données provenant des Rocheuses méridionales (Ford et al., 1981), la vitesse de creusement varie de >0,04 à 2,07 m/ka depuis quelques centaines de milliers d'années; par extrapolation, le relief moyen de ces montagnes, qui est de l'ordre de 1 340 m, se serait développé sur une période de 0,65 à 33,4 Ma, et plus probablement de 1,2 à 12 Ma.
4. Dans la région de Klondike, dans le Yukon central, les « graviers de White Channel », attribués au Pliocène et au Pléistocène inférieur (Hughes et al., 1972; Naeser et al., 1982), représentent une série de lits fluviaux qui se sont encaissés d'environ 100 m. Selon Hughes et al. (1972), le gauchissement tectonique a contribué à l'alluvionnement de ces graviers et des graviers associés du fleuve Yukon qui sont maintenant situés 150 m plus haut en aval de Dawson qu'à l'embouchure de la rivière Skeega, à 150 km en amont.
5. La subsidence tectonique ou la formation de failles expliqueraient la formation des plaines d'Old Crow, de Bluefish et de Bell dans le nord du Yukon (Hughes, 1972), du détroit de Georgia (Mathews, 1972) et du détroit d'Hecate (Yorath et Hyndman, 1983). Le gauchissement vers le bas des strates du Miocène supérieur au fond du détroit d'Hecate (fig. 1-9) indique que la subsidence y est d'âge plio-pléistocène.

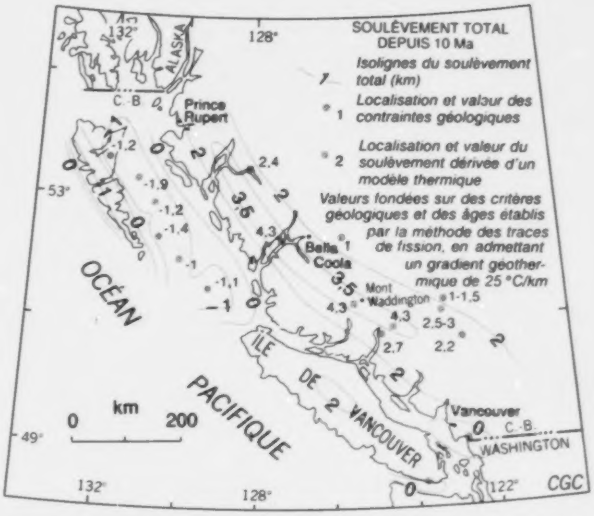


Figure 1.9. Soulèvement total de la partie occidentale de la Colombie-Britannique depuis 10 Ma (adapté de Parrish, 1983, fig. 11).

Volcanisme

Le volcanisme a épanché de vastes unités de laves basaltiques dans la partie intérieure de la Colombie-Britannique au cours du Tertiaire supérieur et il s'est poursuivi à moins grande échelle durant le Quaternaire. La plupart des volcans quaternaires de la Cordillère canadienne se situent dans quatre zones relativement étroites (fig. 1-3; voir aussi Cadre tectonique quaternaire). Les matériaux éruptifs sont surtout des basaltes, sauf dans la zone de Garibaldi au sud où dominent des andésites et des dacites calco-alcalines. Les constructions volcaniques les plus fréquentes sont des cônes pyroclastiques à parois abruptes, de grands stratovolcans érodés et des coulées dans les vallées. Des constructions volcaniques anormales associées à plusieurs centres sont attribuées à des éruptions sous, dans ou sur des glaces de glacier ou dans des lacs glaciaires. Une forme à sommet plat, appelée « tuya » (Mathews, 1947), comprend un chapeau de coulées de laves en pente douce qui se sont refroidies en milieu subaérien et recouvrent une accumulation de basaltes bréchiques à pendage incliné vers l'extérieur, de laves en coussins ou des deux, accumulés dans un lac glaciaire. Une autre structure, qui rappelle une énorme souche sciée, est vraisemblablement un culot légèrement modifié qui a percé l'Inlandsis de la Cordillère (Mathews, 1951b). D'autres structures en forme d'esker sont probablement le produit de la solidification de laves épanchées dans des fossés ou des tunnels intraglaciaires (Mathews, 1958).

Érosion et sédimentation subaériennes

L'érosion subaérienne qui a accompagné et suivi le soulèvement survenu au Cénozoïque supérieur a beaucoup contribué au développement des principales vallées de la Cordillère. L'incision fluviale, particulièrement lorsqu'elle en est à ses débuts, forme normalement des vallées en V, que les glaciers de vallées finissent par élargir et approfondir. Bien qu'il soit impossible d'évaluer complètement l'importance relative de ces deux processus dans les parties englacées de la Cordillère, la position des val-

lées le long d'étroits réseaux de fractures ou de ceintures de roches peu résistantes concorde mieux avec l'action sélective des cours d'eau qu'avec le rabotage plus général qu'exercent les glaciers. Ainsi, la plupart des vallées de la Cordillère ont probablement été créées par des cours d'eau avant la glaciation (certaines exceptions sont données dans la section suivante). Seuls les cours d'eau ont contrôlé l'érosion dans le territoire non englacé du nord du Yukon. Cependant, même là, l'activité glaciaire périodique à l'est et au sud a peut-être influencé le comportement des rivières en augmentant leur charge sédimentaire et en favorisant l'alluvionnement par des cours d'eau tels que la rivière Klondike et le fleuve Yukon (Hughes et al., 1972).

Les cours d'eau ont sans doute beaucoup contribué au creusement des grandes vallées de la Cordillère, mais leur direction d'écoulement n'était pas nécessairement la même que celle des rivières modernes. Ils ont souvent été inversés ou détournés par des glaciers au cours du Quaternaire. En outre, leur barrage ou leur diversion par des dépôts fluviatiles et glaciaires, ou localement par des coulées de laves ou des glissements de terrain, ont également contribué à réorganiser le réseau hydrographique.

Durant le Quaternaire, les mouvements de masse ont contribué à dénuder les montagnes et à élargir les vallées en transportant des matériaux depuis les flancs abrupts des montagnes jusqu'aux cours d'eau. Le rôle de l'altération, de la pédogenèse et de l'évacuation des produits d'altération a été moins important. Les processus périglaciaires comme la solifluxion, la cryoplanation et le développement de thermokarsts, actifs de nos jours uniquement aux latitudes et altitudes élevées, étaient plus fréquents au cours des stades non glaciaires plus frais du Pléistocène et au début des cycles glaciaires. Ils étaient vraisemblablement plus importants à l'intérieur des terres, où le climat était relativement sec, qu'à proximité de la côte, où une couche de neige de l'année ou de glace de glacier pérenne aurait empêché l'activité périglaciaire.

Une basse plate-forme côtière rocheuse, dominée par un imposant abrupt montagneux, longe la côte du Pacifique vers le nord à partir de l'île de Vancouver (fig. 1-7; Holland, 1964). Elle s'étend jusqu'à 10 km à l'intérieur des terres où elle atteint une altitude d'environ 150 m; elle se compose localement d'essaims de petites îles et de récifs rocheux plus ou moins modifiés par les vagues. Son origine demeure contestée, mais la gélifraction rapide survenue au Pléistocène dans un milieu très humide et mal drainé a vraisemblablement contribué à sa formation (Holtedahl, 1960); la planation marine et la glaciation semblent avoir joué un rôle moins important.

Les processus de sédimentation subaérienne ont beaucoup contribué, ne serait-ce que localement, au développement du paysage de la Cordillère. La sédimentation fluviale a surtout produit des deltas, des plaines d'inondation et des cônes alluviaux, et les mouvements de masse ont produit des glissements de terrain et des cônes colluviaux.

Glaciation

Les premiers glaciers sont apparus dans le nord de la Cordillère il y a plus de 9 Ma (Denton et Armstrong, 1969) et les glaciers ont depuis profondément modifié le paysage. Dans les hautes montagnes, où se situait la zone d'accumulation de l'Inlandsis de la Cordillère et de ses glaciers satellites et où les sommets et les crêtes se dressaient au-dessus des surfaces du névé, sont apparues des formes classiques de glaciation alpine, notamment des cirques et des têtes de vallées surcreusées, des aiguilles et des arêtes dentelées. Les effets des glaciations sont plus remarquables encore dans les grandes vallées, surtout le long du Pacifique. Des fjords pouvant se prolonger sur 150 km à l'intérieur des terres, et dans lesquels la profondeur d'eau atteint parfois 755 m, entaillent la côte (Peacock, 1935; Pickard, 1961). La plupart d'entre eux ont un fond relativement plat, car ils sont partiellement comblés de sédiments pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Toutefois, les profils longitudinaux de l'interface mer-sédiments sont normalement très irréguliers, et les profils de l'interface sédiments-substratum rocheux le sont encore davantage. Les fjords principaux sont orientés plus ou moins perpendiculairement à la côte et souvent reliés les uns aux autres par des chenaux transversaux et obliques.

Trois grandes vallées profilées en auge, dont la largeur varie de 20 à 30 km et la profondeur de 100 à 300 m, traversent la plate-forme continentale entre l'île de Vancouver et les îles de la Reine-Charlotte (Luternauer et Murray, 1983). Elles partagent plusieurs des caractéristiques du chenal Laurentien, à l'ouest et au sud de Terre-Neuve, et d'autres chenaux situés au large du Labrador. Leur configuration et leur taille rappellent celles des chenaux où s'écoulent rapidement des courants glaciaires dans la rampe glaciaire qui se draine vers l'ouest, jusqu'à la plate-forme de Ross dans l'Antarctique (Rose, 1979); elles seraient donc le résultat de l'érosion glaciaire. Le détroit de Juan de Fuca, le détroit de Georgia et l'entrée Dixon ont également été profondément modifiés par des courants glaciaires formés sur la marge occidentale de l'Inlandsis de la Cordillère.

Bien que les résultats de l'érosion glaciaire soient moins spectaculaires à l'est de l'axe de la chaîne Côtière et de la chaîne St. Elias que sur la côte, ils y sont quand même bien visibles. Des lacs longs et profonds y remplacent les fjords côtiers. Ces lacs de fjords sont plus nombreux en bordure des principales chaînes de montagnes et peuvent atteindre 125 km de longueur et 418 m de profondeur. La plupart de leurs déversoirs sont entaillés dans des dépôts glaciaires ou des nappes alluviales.

Certaines vallées de la Cordillère, comme celle de la rivière Homathko qui traverse la chaîne Côtière méridionale, celle de la rivière Kootenay entre le lac Kootenay et le fleuve Columbia, et celle du fleuve Mackenzie près des Ramparts (Mackay et Mathews, 1973), ne présentent aucun indice de remblaiements alluviaux antérieurs à la dernière glaciation. Elles marquent sans doute la position d'anciens cols approfondis par rabotage glaciaire et peut-être par des torrents d'eaux de fonte, de sorte qu'au tardiglaciaire, ils ont pu être occupés par des cours d'eau transfluents, qui auparavant suivaient d'autres trajets.

Des formes glaciaires plus petites existent en de nombreux endroits de la Cordillère canadienne, et presque toutes datent de la dernière glaciation (Wisconsinien supérieur). Des drumlins, des moraines fuselées et autres formes profilées produites par l'érosion et la sédimentation sous-glaciaires couvrent environ la moitié du plateau de l'intérieur de la Cordillère (Armstrong et Tipper, 1948; Tipper, 1971a, b). Par contre, les crêtes morainiques sont rares, sauf devant les glaciers modernes. Des formes fluvioglaciaires, notamment des chenaux d'eaux de fonte abandonnés, des eskers composites, des kames, des terrasses de kame, des plaines d'épandage fluvioglaciaire et des nappes fluvioglaciaires, constituent des éléments remarquables

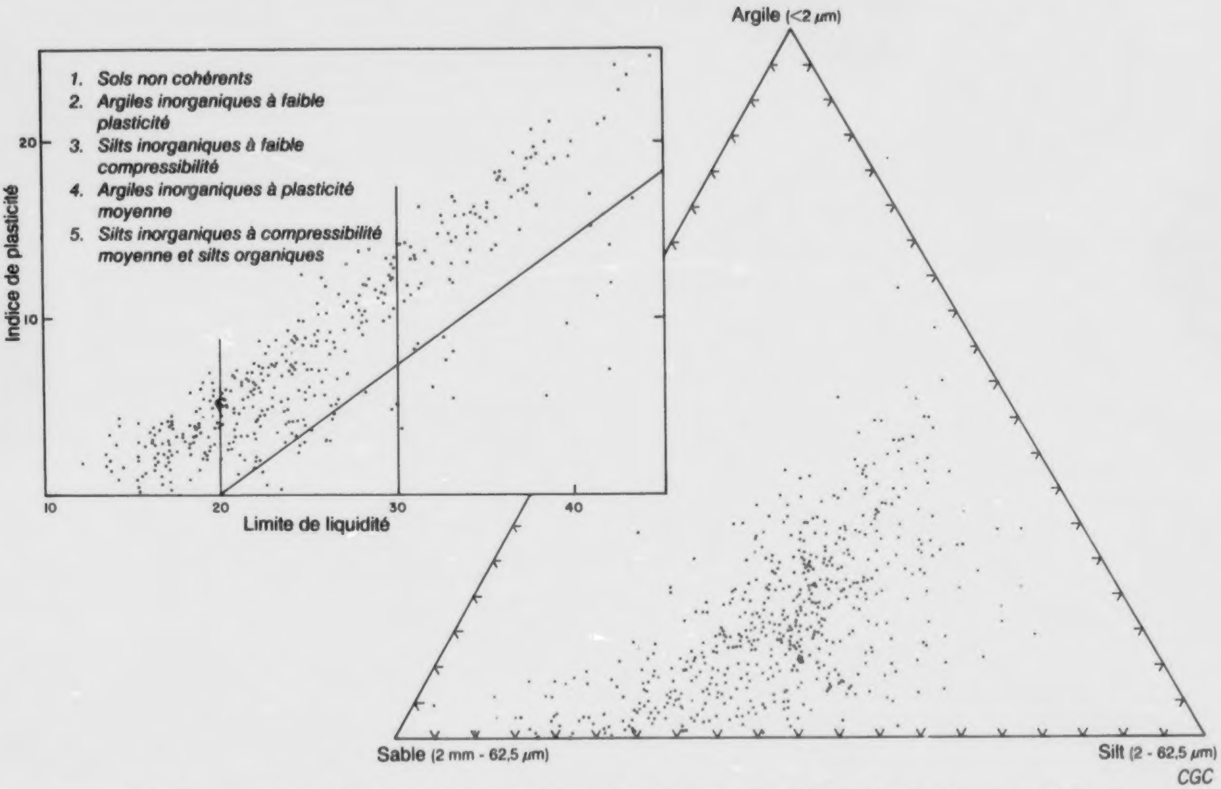


Figure 1.10. Granulométrie (< 2 mm) et propriétés géotechniques d'échantillons typiques de till provenant de la Cordillère canadienne. Diagramme de plasticité et nomenclature d'après Casagrande (1932). Données tirées en partie de Fyles (1963), Clague (1973), Jackson (1977, 1987), Howes (1981b), Ryder (1981a, 1985), Clague et Luternauer (1983) et Klassen (1987); données inédites fournies par J.J. Clague, D.E. Howes, R.W. Klassen, L. Lacelle, J.M. Ryder et B. Thomson.

du paysage et témoignent du retrait de l'Inlandsis de la Cordillère à la fin du Pléistocène. Des plaines sédimentaires glaciolacustres et glaciomarines, entaillées par l'érosion fluviale, existent dans certaines vallées de l'intérieur et le long de la côte, respectivement, mais elles ont un modelé adouci, peu perceptible, sauf dans les régions de prairies relativement arides.

NATURE ET DISTRIBUTION DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

J.J. Clague

Les dépôts quaternaires de la Cordillère canadienne sont de nature extrêmement variée et leur distribution très complexe est largement contrôlée par la physiographie et l'histoire glaciaire. La plupart des sédiments en surface se sont accumulés durant la dernière glaciation et le postglaciaire. Il existe des matériaux superficiels plus anciens dans le centre et le nord du Yukon, dans le district de Mackenzie, dans les Rocheuses orientales, sur certaines parties de la plate-forme continentale, et sous des dépôts glaciaires du Wisconsinien supérieur dans certaines vallées et basses terres de la Colombie-Britannique et du Yukon méridional. Les cartes des formations en surface préparées par la Commission géologique du Canada, le ministère de l'Environnement de la Colombie-Britannique et le Conseil de recherches de l'Alberta (Alberta Research Council) montrent la distribution des dépôts et formes quaternaires en de nombreux endroits de la Cordillère canadienne. La carte 1704A indique les zones couvertes par ces cartes et fournit une liste de références.

Dépôts morainiques (till)

Dans la Cordillère canadienne, les glaciers ont déposé directement en milieu sous-glaciaire ou supraglaciaire des sédiments qui sont typiquement mal triés, massifs ou faiblement stratifiés et très pierreux; leurs matrices se composent de mélanges de sable, de silt et d'argile (fig. 1-10). Les sédiments morainiques sont de nature très variée, tant à l'échelle locale qu'à l'échelle régionale; cette variabilité est attribuée aux différences dans la nature des roches dont les sédiments dérivent, à la complexité des directions d'écoulement glaciaire, à la diversité des milieux de sédi-

Clague, J.J.
1989: Nature et distribution des dépôts quaternaires (Cordillère canadienne). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

mentation et aux effets de l'eau et de la gravité pendant la sédimentation (Keser, 1970; Scott, 1976). En général, il existe un lien direct entre la nature du substratum rocheux local et la composition et la texture du till. Normalement, les tills dérivés de roches volcaniques, de roches carbonatées, de mudstones, de shales ou d'ardoises ont une matrice riche en silt et en argile, et les tills provenant de roches granitiques, de schistes, de gneiss, de grès ou de conglomérats, une matrice sableuse. Certains tills se composent de particules arrachées par l'érosion à des sédiments quaternaires plus anciens; leur texture et leur composition sont alors calquées sur celles de ces sédiments antérieurs. Par exemple, dans la région du détroit de Georgia, dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, le till de surface est très sableux et contient de nombreux cailloux et galets granitiques bien émoussés, puisqu'il a été déposé par des glaciers qui s'avançaient sur des alluvions fluvioglaciaires sableuses, riches en débris granitiques.

Les tills sont normalement plus graveleux et moins silteux et argileux dans les régions de fort relief que dans les basses terres et sur les plateaux. Certains tills grossiers trouvés sur les versants raides des montagnes ressemblent à des sédiments fluvioglaciaires et colluviaux mal triés; en fait, il existe une gamme complète de matériaux allant du till aux graviers fluvioglaciaires d'une part et du till aux colluvions d'autre part.

Le till est vraisemblablement le matériau superficiel le plus répandu dans la Cordillère canadienne. Il couvre la plupart des plateaux en Colombie-Britannique et dans le sud du Yukon, et abonde dans certaines basses terres. Dans les régions montagneuses, il occupe le fond de certaines vallées et les versants adjacents. Cependant, à haute altitude et sur les pentes raides, il est généralement peu épais, discontinu ou absent.

Dépôts fluvioglaciaires

Les sédiments fluvioglaciaires comprennent des matériaux juxtaglaciaires et proglaciaires (épandage) mis en place dans des milieux subaériens, lacustres et marins. Les sédiments juxtaglaciaires se composent de graviers ou de sables dont le tri et la stratification varient. Là où elle existe, la stratification est souvent déformée et faillée à cause de la fusion de la glace adjacente ou sous-jacente durant la sédimentation et peu après. Dans la Cordillère canadienne, les sédiments juxtaglaciaires sont présents dans des kames, des terrasses de kame, des moraines bosselées et dans des eskers; ils se présentent également en nappes peu épaisses et discontinues de gravier et de sable sur le till. Ils sont très communs sauf dans les terrains alpins accidentés et, bien sûr, dans les régions qui n'ont pas été englacées. Il existe d'importants complexes d'eskers et de kames et de grands chenaux fluvioglaciaires sur les plateaux du Yukon, sur les plateaux de l'intérieur et dans les basses terres de la rivière Liard (Armstrong et Tipper, 1948; Prest et al, 1968; Tipper, 1971a, b).

Les sédiments d'épandage fluvioglaciaire se composent de gravier et de sable bien triés et forment des nappes, des plaines, des terrasses et des deltas. Ils sont normalement dépourvus des structures de déformation qui caractérisent la plupart des dépôts juxtaglaciaires. Dans la Cordillère canadienne, à la fin de la dernière glaciation, il y a eu mise en place de vastes quantités de sédiments d'épandage fluvioglaciaire dans les plaines d'inondation et deltas proglaciaires, et dans des nappes subaquatiques en progradation à partir de glaciers aboutissant dans la mer ou dans des lacs. Ces sédiments abondent dans la plupart des grandes vallées et basses terres et apparaissent localement sur la plate-forme continentale de la Colombie-Britannique. Les nappes fluvioglaciaires, plaines d'épandage et deltas du Pléistocène supérieur ont été entaillés par les cours d'eau au cours de l'Holocène et forment aujourd'hui des terrasses au-dessus de plaines inondables modernes. Par contre, dans les hautes montagnes de la Cordillère, les nappes fluvioglaciaires actives qui s'étendent dans les vallées à partir de grands glaciers se raccordent aux cours d'eau actuels.

Il existe également des sédiments fluvioglaciaires sous d'autres types de sédiments quaternaires; ils n'ont pas ou presque pas d'expression morphologique, et certains ont été mis en place avant le maximum glaciaire du Wisconsinien supérieur.

Dépôts glaciolacustres

Les dépôts glaciolacustres se composent principalement de sables fins, de silts et d'argiles qui ont été transportés dans des lacs de barrage glaciaire par des torrents d'eaux de fonte et déposés par des courants épipycnaux, interpycnaux ou hypopycnaux; les sédiments plus grossiers se trouvent généralement dans des épandages sous-aquatiques, des deltas et des plages. La plupart des sédiments glaciolacustres sont bien stratifiés, et bon nombre sont laminés ou varvés et semblent donc avoir été déposés dans un milieu relativement stable. D'autres ont une stratification irrégulière ou déformée et se sont vraisemblablement accumulés en contact avec la glace.

Ces sédiments ont souvent une épaisseur suffisante pour complètement masquer la morphologie des sédiments sous-jacents ou du substratum rocheux; les anciens fonds lacustres forment alors une surface plane ou ondulée, disséquée par les cours d'eau. Avec la fonte de la glace, les accumulations épaisses de dépôts glaciolacustres de contact peuvent s'effondrer ou se tasser, produisant ainsi une topographie irrégulière ou parsemée de kettles.

Les sédiments glaciolacustres accumulés à la fin de la dernière glaciation abondent dans plusieurs grandes vallées en Colombie-Britannique et au Yukon méridional (Mathews, 1944; Kindle, 1952; Prest et al., 1968; Fulton, 1969; Tipper, 1971a; Clague, 1987). D'autres sédiments similaires ont été mis en place dans la région non englacée du nord du Yukon, lorsque l'Inlandsis laurentidien s'avançait jusqu'au front des monts Richardson et endiguait des cours d'eau qui s'écoulaient vers l'est (Hughes, 1972; Morlan, 1979; Hughes et al., 1981). Des silts et argiles glaciolacustres trouvés en de nombreux endroits sous du till ont vraisemblablement été déposés dans des lacs endigués par des glaciers en progression au cours du Wisconsinien supérieur.

Dépôts glaciomarins

Les sédiments glaciomarins de la Cordillère canadienne se sont accumulés sur le fond marin, au front de glaciers tempérés aboutissant à la mer. Ils se composent de matériaux mis en place dans la mer par des torrents d'eaux de fonte, par des coulées de débris supraglaciaires provenant directement de la glace et par la fusion d'icebergs. Les débris fins ont été déposés par des courants épipycnaux, interpycnaux ou hypopycnaux, et certains ont été redéposés par des

mouvements de masse. Une partie des matériaux grossiers ont été délestés sur le fond par des icebergs et des fronts de vêlage de glaciers chargés de débris; d'autres se sont accumulés à l'embouchure de torrents d'eaux de fonte.

Les lutites massives ou stratifiées constituent le sédiment glaciomarin le plus répandu de la Cordillère. Elles contiennent normalement moins de 5% de matériaux graveleux et sont parfois dépourvues de cailloux. Par contre, certaines sont très graveleuses et difficiles à distinguer du till. Les graviers et sables stratifiés d'origine glaciomarine se limitent aux deltas, aux cônes d'épandage subaquatique et aux plages. Ils sont relativement bien triés, sauf lorsqu'ils se sont accumulés en contact avec la glace.

Des sédiments glaciomarins existent en certains endroits des basses terres côtières de l'ouest de la Colombie-Britannique (Fyles, 1963; Armstrong, 1981; Clague, 1981, 1985) et de la plate-forme continentale adjacente (Luternauer et Murray, 1983). Ils se sont presque tous accumulés à la fin de la dernière glaciation, à mesure que l'Inlandsis de la Cordillère se désintégrait et se retirait vers l'est et le nord au contact de la mer. La plupart des basses terres côtières étaient alors submergées, la croûte étant déprimée par isostasie sous le poids de l'inlandsis en voie de désintégration. La sédimentation glaciomarine a cessé lorsque les glaciers ont quitté les régions côtières et que les basses terres côtières ont émergé sous l'effet du relèvement isostatique. Fyles (1963), Armstrong (1981), Howes (1981a) et Hicock et Armstrong (1983) ont identifié dans l'est de l'île de Vancouver et les basses-terres du Fraser des sédiments glaciomarins plus anciens, mis en place durant une ou plusieurs glaciations antérieures au Wisconsinien supérieur.

Dépôts colluviaux

Les sédiments produits par les mouvements de masse abondent en surface partout dans la Cordillère canadienne et sont parfois aussi sous-jacents aux sédiments glaciaires du Wisconsinien supérieur. Dans la Cordillère canadienne, il existe quatre catégories principaux types de colluvions. (1) **Dépôts de glissements de terrain.** Ces dépôts englobent toute une gamme de matériaux, allant de masses déplacées de sédiments fins d'origine glaciomarine ou glaciolacustre à de grossières accumulations blocailleuses de roche fragmentée. Leurs caractéristiques physiques sont déterminées par la géologie des roches dont ils proviennent, la topographie du site éboulé et le type de mouvement (par ex., chute, renversement, glissement, effondrement, coulée; Varnes, 1978). La plupart des glissements de terrain présentent une surface bosselée irrégulière, mais les coulées de débris et de boue, canalisées et très fluides, ont habituellement édifié des cônes caractéristiques, semblables à des cônes alluviaux. Les dépôts de glissements de terrain sont très répandus dans la Cordillère canadienne, mais ne couvrent qu'une faible partie de la superficie totale (<1%). (2) **Éboulis.** Des cônes, des tabliers et des manteaux peu épais de fragments rocheux apparaissent à la base de versants rocheux abrupts dans toutes les régions montagneuses. Certaines épaisses accumulations d'éboulis prennent la forme de glaciers par suite de la déformation de la glace interstitielle ou de l'écoulement de glaces sous-jacentes (c.-à-d., des glaciers rocheux). (3) **Sédiments colluviaux.** L'érosion en nappe et la reptation ont progressivement transformé en colluvions certains dépôts glaciaires du Wisconsinien supérieur. Des couvertures peu épaisses de diamicton et de gravier mal trié ainsi formées sont fréquentes sur les pentes moyennes et raides presque partout dans la Cordillère. Le rôle joué dans leur genèse par les cycles de gel et de dégel reste inconnu. (4) **Dépôts de solifluxion.** Dans les régions alpines et à des altitudes moins élevées, sur les versants dont le substratum est imperméable (souvent gelé), il existe souvent des masses de roches altérées et de sédiments meubles qui se sont lentement écoulées vers le bas des versants en raison des cycles de gel et de dégel.

Dépôts fluviatiles (alluviaux)

Les sédiments stratifiés fluviatiles sont associés à des chenaux, plaines alluviales, terrasses, cônes alluviaux et deltas holocènes et modernes; il en existe aussi sous des sédiments glaciaires du Wisconsinien supérieur.

Les cours d'eau fortement inclinés et lourdement chargés de sédiments, se trouvent le plus souvent dans des régions montagneuses où ils ont normalement des chenaux anastomosés peu profonds et des plaines alluviales graveleuses. Les cours d'eau à pente faible et à charge moyenne ou faible se caractérisent par des chenaux sinueux ou à méandres; lorsque ces chenaux sont actifs, ils ont souvent un fond de sable ou de gravier fin. Ces cours d'eau existent dans les grandes vallées à pente faible, principalement à l'extérieur des chaînes de montagnes; leurs plaines alluviales sont surtout formées de sables et de silts déposés lors des crues.

Les terrasses fluviatiles sont formées de graviers tels que ceux trouvés sur les plaines alluviales de cours d'eau anastomosés (nota: un placage de sable et de silt tapisse habituellement le gravier). Ces terrasses se sont formées durant l'Holocène, lorsque les cours d'eau se sont encaissés dans les sédiments fluvioglaciaires pléistocènes occupant les vallées.

Les cônes alluviaux se composent de graviers, de sables et, localement, de diamictons, et leurs sédiments sont généralement plus grossiers à leur apex qu'à leur pied. Plusieurs de ces cônes sont des constructions résiduelles inactives, formées au cours de la déglaciation et peu après, à la fin du Pléistocène; d'autres se sont accumulés tout au long de l'Holocène et demeurent actifs de nos jours.

Les deltas sont des surfaces alluviales légèrement inclinées, à l'embouchure d'un cours d'eau dans un lac ou dans la mer. La sédimentation a lieu principalement sur les talus frontaux subaquatiques qui s'étendent jusqu'au fond du lac ou de la mer depuis la surface du delta. La texture des sédiments deltaïques dépend largement de la pente du cours d'eau et du calibre des matériaux transportés. Les deltas des torrents abrupts de montagne se composent de graviers grossiers, et ceux de cours d'eau à pente faible, comme le Fraser, le Columbia et la Skeena, comportent principalement des sables et des silts. Des sédiments deltaïques fins sont tapissés d'alluvions plus grossières à l'embouchure de nombreuses rivières et sur une certaine distance en amont. Dans la Cordillère canadienne, certains deltas actifs ont commencé à se former lors de la déglaciation, à la fin du Pléistocène, et d'autres au cours de l'Holocène. Outre les deltas actifs, il existe des deltas résiduels étagés qui se sont formés dans d'anciens lacs ou dans la mer et qui ont plus tard été entaillés par les cours d'eau.

Dépôts lacustres et marins

Les sédiments lacustres et marins ressemblent à leurs homologues glaciolacustres et glaciomarins, mais ils se sont accumulés dans un milieu non glaciaire. Ils comprennent des silts et argiles sédimentés en eaux profondes et localement redistribués par des coulées gravitaires de sédiments, ainsi que des graviers et des sables littoraux formés par l'action des vagues et des courants. Il existe aussi des pavages grossiers sur la plate-forme continentale de la Colombie-Britannique, là où les courants de fond sont forts. Les sédiments lacustres holocènes les plus épais et les plus étendus se trouvent dans de grands lacs où les apports sédimentaires sont élevés, par exemple les lacs Upper Arrow, Lillooet et Kamloops, en Colombie-Britannique (Fulton et Pullen, 1969; Gilbert, 1975; Pharo et Carmacks, 1979), et le lac Kluane, au Yukon (Terrain Analysis and Mapping Services Ltd., 1978). Les sédiments marins occupent de grandes étendues sur le fond de la mer, au large de la Colombie-Britannique (par ex., Pickard, 1961; Carter, 1973; Clague, 1977b; Bornhold, 1983; Luternauer et Murray, 1983), et parfois aussi une étroite frange côtière, en bordure du littoral actuel, par exemple dans certaines parties des îles de la Reine-Charlotte (Clague et al., 1982a, b). Dans la Cordillère, il existe aussi des sédiments lacustres et marins antérieurs à la dernière glaciation, mais ils sont normalement surmontés par des sédiments plus récents et leur étendue est donc mal connue.

Autres dépôts quaternaires

Dans la Cordillère canadienne, les matériaux organiques se composent de tourbe, de gyttja et de marne et forment des dépôts dont l'épaisseur est généralement inférieure à 5 m, dans des dépressions fermées peu profondes, en bordure de lacs peu profonds et sur des surfaces mal drainées en pente moyenne ou douce. Ils existent dans les sites topographiques favorables partout dans la Cordillère, et atteignent leur extension maximale dans les régions peu accidentées et arrosées de pluies abondantes et dans les terrains bas pergélisolés. Ils témoignent de l'évolution de la végétation et constituent donc une source importante de renseignements paléo-écologiques (voir Paléo-écologie et paléoclimatologie).

Les sédiments éoliens, principalement composés de sable ou de silt, forment localement des dunes ou des nappes peu épaisses sur des dépôts anciens; ils sont épais uniquement dans les vallées qui contiennent des sédiments alluviaux sableux. En outre, des particules éoliennes fines sont présentes dans les horizons superficiels des sols partout dans la Cordillère. La plupart des sédiments éoliens superficiels se sont accumulés à la fin du Pléistocène, lorsque de vastes plaines d'épandage et nappes fluvioglaciaires étaient encore actives. De nos jours, la sédimentation éolienne n'est importante qu'à quelques endroits très dispersés.

Des matériaux volcaniques, principalement des laves et des débris pyroclastiques grossiers de composition basaltique, andésitique et dacitique, existent dans plus d'une centaine de centres d'éruptions quaternaires en Colombie-Britannique et dans le sud-ouest du Yukon (fig. 1-3; Souther, 1970, 1977). En outre, des couches de téphras composées de particules de la grosseur du sable, du silt et de l'argile apparaissent à de nombreux endroits dans les dépôts sédimentaires non volcaniques. Malgré leur volume restreint, les téphras sont forts utiles aux fins de corrélation quaternaire, car ils sont répandus, et leurs âges connus (tableau 1-1; fig. 1-11). Les téphras de la Cordillère méridionale proviennent d'éruptions volcaniques survenues dans l'ouest de l'Oregon, l'ouest de l'État de Washington et le sud-ouest de la Colombie-Britannique, et ceux du Yukon, ont été éjectés par des volcans de l'Alaska.

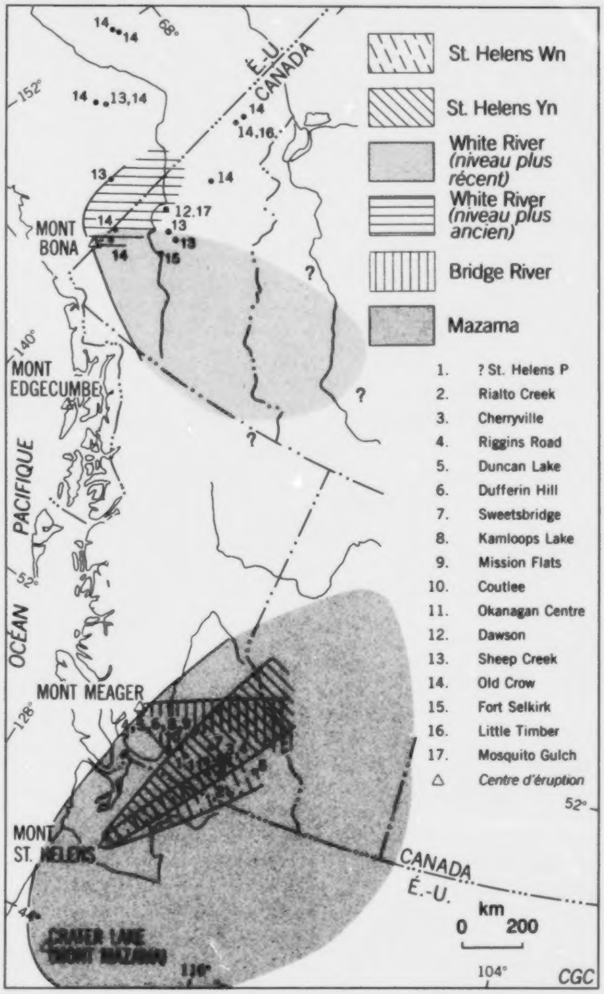


Figure 1.11. Répartition des dépôts de téphra quaternaires dans la Cordillère canadienne. Sources de l'information: Bostock (1952), Nasmith et al. (1967), Rampton (1969), Westgate et al. (1970, 1985), Fulton (1971), Hughes et al., (1972), Mullineaux et al. (1975), Westgate et Fulton (1975), Smith et al. (1977), Westgate (1977, 1982), Mathewes et Westgate (1980), Naeser et al. (1982). Des téphras dérivés du mont Edgecumbe sont présents par endroits dans la partie nord de la chaîne Côtière, près de la frontière entre l'Alaska et la Colombie-Britannique.

Tableau 1-1. Téphras quaternaires documentés dans la Cordillère canadienne.

Téphra	Âge (ka)[1]	Source	Occurrences dans la Cordillère canadienne	Références
HOLOCÈNE				
St. Helens Wn	0,508[2]	mont St. Helens, Washington	centre sud de la C.-B.	Fulton, 1971, Smith et al., 1977, Yamaguchi, 1983
White River (niveau récent)	1,2	mont Bona, Alaska	Yukon méridional, partie ouest du district de Mackenzie	Bostock, 1952, Lerbekmo et Campbell, 1969; Hughes et al., 1972; Lerbekmo et al., 1975
White River (niveau ancien)	>1,5 <1,9	mont Bona, Alaska	centre ouest du Yukon	Bostock, 1952, Lerbekmo et Campbell, 1969; Hughes et al., 1972, Lerbekmo et al., 1975
Bridge River[3]	2,4	mont Meager, C.-B.	C.-B. méridionale, sud-ouest de l'Alberta	Nasmith et al., 1967; Westgate et Dreimanis 1967, Westgate et al., 1970, Fulton, 1971, Westgate, 1977, Mathewes et Westgate, 1980
St. Helens Yn	3,4	mont St. Helens, Washington	C.-B. méridionale, sud-ouest de l'Alberta	Westgate et Dreimanis, 1967 Westgate et al., 1970, Fulton, 1971 Mullineaux et al., 1975, Westgate, 1977
Mazama	6,8	lac Crater, Oregon	C.-B. méridionale, sud-ouest de l'Alberta	Powers et Wilcox, 1964, Fryxell, 1965, Westgate et Dreimanis, 1967, Westgate et al., 1970, Fulton, 1971; Bacon, 1983
PLÉISTOCÈNE				
Rialto Creek	20	mont St. Helens, Washington?	centre sud de la C.-B.	Westgate et Fulton, 1975
Cherryville	25	mont St. Helens, Washington?	centre sud de la C.-B.	Westgate et Fulton, 1975
Riggins Road	30 ±	mont St. Helens, Washington?	centre sud de la C.-B.	Westgate et Fulton, 1975
Duncan Lake	34	mont St. Helens, Washington?	centre sud de la C.-B.	Westgate et Fulton, 1975
Dufferin Hill[4]	?	?	centre sud de la C.-B.	Westgate et Fulton, 1975
Sweetsbridge[4]	>22	?	centre sud de la C.-B.	Westgate et Fulton, 1975
Kamloops Lake	34 + [5]	?	centre sud de la C.-B.	Westgate et Fulton, 1975
Mission Flats	>35	mont St. Helens, Washington	centre sud de la C.-B.	Westgate et Fulton, 1975
Okanagan Centre	?[6]	?	centre sud de la C.-B.	Westgate et Fulton, 1975
Dawson	<52[7,8]	?	centre ouest du Yukon	Naeser et al., 1982
Sheep Creek	80 ± [8,9]	monts Wrangell?	Yukon central	Schweger et Matthews, 1985
Old Crow	>85 ≤130[8,10]	Alléoutiennes?	ouest du Yukon	Naeser et al., 1982 Westgate, 1982; Westgate et al. 1983 1985, Schweger et Matthews 1985, Wintle et Westgate 1986, Berger, 1987
Surprise Creek	?	?	nord du Yukon	Matthews, 1987
Coutlee	>670[8,11]	?	centre sud de la C.-B.	Westgate et Fulton, 1975, Berger, 1985
Fort Selkirk	>840 <940[7,8]	?	centre sud du Yukon	Naeser et al., 1982
Little Timber	>1200[7,8]	?	nord du Yukon	Matthews, 1987
Mosquito Gulch	1220 ± [7,8]	?	centre ouest du Yukon	Naeser et al., 1982

1 Sauf indication contraire, tous les âges sont basés sur des datations ^{14}C
2 Âge fondé sur la dendrochronologie (année de référence 1988)
3 Westgate (1977) croyait que le téphra de Bridge River dans la tourbière d'Otter Creek était âgé d'environ 1,9 à 2,0 ka et qu'il était distinct du téphra légèrement plus vieux de Bridge River, plus répandu dans le centre sud de la Colombie-Britannique. Or, les travaux plus récents de Matthews et Westgate (1980) soulèvent la possibilité que le premier soit en réalité le téphra de 2,4 ka.
4 L'âge de ce téphra semble très proche de celui du téphra de Duncan Lake et les deux pourraient être équivalents.
5 Le téphra de Kamloops Lake n'est que légèrement plus vieux que celui de Duncan Lake.
6 Le téphra d'Okanagan Centre a probablement été mis en place après l'avant-dernière glaciation (Wisconsinien inférieur ou Illinoien) et avant la dernière glaciation (Wisconsinien supérieur)
7 Âge établi par la méthode des traces de fission.
8 Âge provisoire, sujet à révision ou raffinement par suite de travaux en cours
9 Âge fondé sur des datations ^{14}C, U-Th et Pa-U et sur des données paléomagnétiques.
10 Âge fondé sur des datations par traces de fission, par thermoluminescence et par le ^{14}C et sur des données paléomagnétiques.
11 Âge établi par thermoluminescence.

FACTEURS CONTRÔLANT LA SÉDIMENTATION ET L'ÉROSION AU QUATERNAIRE

J.J. Clague

Dans la Cordillère canadienne, la physiographie a vraisemblablement été le facteur le plus déterminant de la sédimentation et de l'érosion durant le Quaternaire. Au cours des périodes non glaciaires, la sédimentation s'est poursuivie surtout dans les vallées, les lacs et la mer. La sédimentation subaérienne a eu lieu principalement dans les plaines et cônes alluviaux. Des deltas se sont formés là où des cours d'eau se jetaient dans des lacs ou dans la mer. Des volumes énormes de sédiments fins ont été déposés par sédimentation simple ou par des courants de turbidité dans les lacs et les fjords, en certains endroits de la plate-forme et du talus continental de la Colombie-Britannique, et dans les plaines abyssales et bassins du Pacifique Nord.

L'érosion a prédominé dans les montagnes durant les périodes non glaciaires. Des processus glaciaires, périglaciaires et fluviatiles ainsi que des mouvements de masse ont contribué à la dénudation des versants montagneux. Dans un premier temps, les sédiments produits par la dénudation ont pu être transportés sur de courtes distances, par exemple plus bas sur le versant ou jusqu'au fond de la vallée adjacente. Plus tard, une grande partie de ces matériaux ont été entraînés à nouveau et transportés jusqu'aux plaines alluviales des basses-terres, aux lacs ou à la mer. Les dépôts quaternaires et le substratum rocheux à l'extérieur des régions montagneuses ont également été érodés au cours de périodes non glaciaires. De nombreux cours d'eau occupaient alors des vallées creusées dans des dépôts quaternaires; les escarpements formés dans ces matériaux leur fournissaient des volumes considérables de sédiments. Sur la côte de la Colombie-Britannique, des falaises de dépôts meubles étaient érodées par les courants et les vagues, introduisant des matériaux directement dans la mer.

De vastes étendues de la Cordillère canadienne sont restées relativement stables durant les périodes non glaciaires. Par exemple, il y a eu très peu d'érosion ou de sédimentation à la surface d'une grande partie des plateaux de la Colombie-Britannique et du sud du Yukon pendant des dizaines de milliers d'années entre les glaciations, comme l'indiquent des modelés glaciaires intacts datant de la fin du Pléistocène dans les régions peu accidentées de la Cordillère.

Le climat a également influencé les processus de dénudation durant les périodes non glaciaires du Quaternaire. La vitesse de l'érosion des versants et de l'érosion fluviale a varié en fonction des précipitations, de la température de l'air et de la végétation. La désagrégation mécanique des roches sous l'effet du gel et du dégel (gélifraction) a atteint son maximum dans les régions humides où la température de l'air variait régulièrement autour de 0 °C. Aux endroits où la température annuelle moyenne se trouvait au point de congélation ou au-dessous (c'est-à-dire presque partout au Yukon, dans le district de Mackenzie et dans les hautes montagnes de la Colombie-Britannique et de l'Alberta), la solifluxion et les ruptures, sur des pentes faibles et dans des matériaux saturés recouvrant le gélisol, ont entraîné une quantité considérable de sédiments et de roches gélifractées vers le bas des versants. Cette dénudation a été absente ou beaucoup moins marquée dans les régions sans pergélisol ni gélisol saisonnier.

Le schéma de l'érosion et de la sédimentation durant les glaciations diffère considérablement de celui décrit ci-dessus. Au début de chaque glaciation, la détérioration du climat a entraîné un accroissement de la production de sédiments dans les montagnes de la Cordillère. À mesure que les glaciers s'avançaient hors des régions montagneuses, des sédiments d'épandage fluvioglaciaire se sont accumulés dans de nombreuses vallées intérieures et côtières, et des sédiments deltaïques et marins épais ont été déposés localement au large des côtes. Le réseau hydrographique non glaciaire a été perturbé et réorganisé. Les glaciers en progression ont endigué des lacs dans lesquels se sont accumulés d'épais dépôts de sable, de silt et d'argile. Les lacs qui se trouvaient à l'intérieur des limites de la glaciation ont été envahis et oblitérés par les glaciers, et leurs sédiments érodés ou enfouis sous des sédiments glaciaires. Par contre, dans le nord du Yukon, les grands lacs endigués par l'Inlandsis laurentidien n'ont pas été englacés et leurs sédiments sont donc mieux préservés que ceux plus au sud. Les glaciers en progression ont également obligé les cours d'eau à abandonner leurs vallées non glaciaires. Ces rivières chargées d'eaux de fonte et de sédiments ont suivi des trajets complexes le long de marges glaciaires mobiles. Cette situation s'oppose nettement à celle des régions non englacées du Yukon, où les cours d'eau ont généralement gardé les mêmes trajectoires durant chaque glaciation, tout en transportant un volume considérable d'eaux de fonte et une charge additionnelle de sédiments.

Au maximum des grandes glaciations, divers sédiments ont continué de s'accumuler dans les parties non englacées du Yukon, du district de Mackenzie et de la région au large de la Colombie-Britannique; du till a été mis en place ici et là sous l'Inlandsis de la Cordillère et ses glaciers satellites. Les glaciers ont profondément raboté les montagnes, les fjords et les vallées qui étaient orientés parallèlement à la direction d'écoulement glaciaire, et ont partiellement ou complètement enlevé les dépôts remblayant de nombreuses vallées. Une partie des matériaux érodés ont été déposés sous forme de till, et les autres ont subi un transport intraglaciaire jusqu'à la marge de l'inlandsis, où ils ont été déposés dans des milieux juxtaglaciaires, proglaciaires et extraglaciaires.

Les intervalles de déglaciation, comme les périodes de croissance des glaciers, ont été caractérisés par l'aggradation rapide des vallées et par de profondes modifications du drainage. De vastes lacs glaciaires se sont développés à mesure que l'Inlandsis de la Cordillère fondait sur place et se scindait en langues qui se retiraient dans les vallées en réponse aux conditions locales. Dans les régions côtières, d'épais sédiments glaciomarins se sont déposés dans les basses terres isostatiquement déprimées, qu'avaient abandonnées les glaciers en retrait et qu'avaient ennoyées la mer. Des sédiments similaires se sont accumulés sur la plate-forme continentale adjacente. Partout dans la Cordillère englacée, des sédiments meubles (principalement du till) ont été arrachés des hautes terres et des versants des vallées, puis transportés plus bas et enfin redéposés sur des plaines et des cônes alluviaux, dans les lacs ou dans la mer.

Clague, J.J.
1989: Facteurs contrôlant la sédimentation et l'érosion au Quaternaire (Cordillère canadienne). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Dans un premier temps, l'alluvionnement des vallées a été rapide, les cours d'eau ne pouvant transporter les énormes volumes de sédiments libérés par la déglaciation (Church et Ryder, 1972). Toutefois, la quantité de sédiments a baissé avec la stabilisation des versants et l'établissement de la végétation. En raison de la réduction des apports sédimentaires et de la chute du niveau de base causée par le relèvement isostatique, les cours d'eau ont profondément creusé leurs plaines alluviales tardiglaciaires et le réseau hydrographique a donc adopté des trajectoires relativement stables qui se sont maintenues jusqu'à la glaciation suivante.

INLANDSIS DE LA CORDILLÈRE

J.J. Clague

Nature et extension

Un système de glaciers de piémont et de vallée et d'inlandsis de montagne, appelé Inlandsis de la Cordillère, a recouvert de grandes régions de la Cordillère canadienne à plusieurs reprises au cours du Pléistocène (fig. 1-12; Flint, 1971). Au pléniglaciaire, l'inlandsis et ses glaciers satellites couvraient presque toute la Colombie-Britannique, le Yukon méridional et le sud de l'Alaska et s'étendait au sud jusque dans le nord-ouest des États-Unis. L'inlandsis était largement confiné entre les hautes chaînes bordières de la Cordillère, mais il existait également de vastes étendues englacées sur le flanc oriental des Rocheuses et à l'ouest de la chaîne Côtière. Les glaciers présents dans plusieurs chaînes de montagnes étaient plus ou moins indépendants de l'inlandsis, même au pléniglaciaire (fig. 1-12).

L'Inlandsis de la Cordillère a atteint sa taille maximale en Colombie-Britannique, où il a atteint une largeur de 900 km. Durant le pléniglaciaire, il atteignait des altitudes de 2 000 à 3 000 m dans une grande partie des plateaux de Stikine et des plateaux intérieurs (Wilson et al., 1958) et devait avoir la forme d'une longue assiette inversée, aux pentes douces dans les régions intérieures et aux pentes plus raides en périphérie. Il ressemblait alors à l'inlandsis actuel du Groenland.

Dans l'ouest de la Colombie-Britannique, la glace s'écoulait dans les fjords et les vallées des montagnes côtières, et recouvrait de grandes étendues sur la plate-forme continentale; à certains endroits, des lobes glaciaires s'étendaient jusqu'au rebord de la plate-forme où ils vêlaient en eau profonde (Prest, 1969, 1970; Luternauer et Murray, 1983). La coalescence de glaciers en provenance de la chaîne Côtière méridionale et de l'île de Vancouver a produit un vaste lobe de piémont qui s'avançait loin dans les basses terres de Puget, dans l'État de Washington (Armstrong et al., 1965; Waitt et Thorson, 1983). Les glaciers qui descendaient les vallées dans le centre sud et le sud-est de la Colombie-Britannique ont également formé de grands lobes sur les plateaux et dans les larges vallées de l'est de l'État de Washington, en Idaho et au Montana.

Dans le sud de l'Alaska, l'Inlandsis de la Cordillère était constitué de champs de glace et de grands glaciers de piémont et de vallée qui s'écoulaient à partir d'aires d'alimentation subalpines jusque sur la plate-forme continentale au sud, et jusque dans les larges basses terres drainées par le fleuve Yukon au nord (Hamilton et Thorson, 1983). La glace était plus épaisse et plus étendue du côté maritime des montagnes que du côté intérieur, car les neiges venaient principalement du Pacifique (Flint, 1971). La plus grande partie de l'intérieur de l'Alaska et du centre et du nord du Yukon étaient des régions sèches durant tout le Quaternaire et n'ont donc pas été englacées. Dans le sud du Yukon, l'Inlandsis de la Cordillère était alimenté principalement à partir des monts Selwyn et Cassiar, mais une partie de la glace provenait également de la chaîne St. Elias (Hughes et al., 1969).

À l'est, les glaces en provenance des Rocheuses se sont soudées localement aux Glaces du Keewatin de l'Inlandsis laurentidien. Certains glaciers de vallée dans l'est des monts Mackenzie sont également entrés en contact avec l'inlandsis laurentidien. La coalescence avait probablement lieu uniquement lors du maximum des principales glaciations; en d'autres temps, un corridor non englacé séparait les inlandsis cordillérien et laurentidien dans l'extrême ouest des Plaines intérieures (voir *Liens entre les inlandsis cordillérien et laurentidien*).

Croissance

À la fin de chaque grande période non glaciaire du Pléistocène, les glaciers subsistaient uniquement dans les hautes montagnes de la Cordillère canadienne. À mesure que le climat se refroidissait au début de chaque glaciation, de petits champs de glace montagnards se formaient et des glaciers alpins avançaient (phase alpine de la glaciation; Kerr, 1934; Davis et Mathews, 1944; Flint, 1971; fig. 1-13). Le refroidissement continu, probablement allié à des précipitations accrues, a entraîné la croissance et la coalescence des glaciers qui formaient alors une masse glaciaire plus continue dans les régions montagneuses (phase alpine intensive). Au cours de longues périodes de froid ininterrompu, ces glaciers se sont avancés sur les plateaux et les basses terres, formant d'immenses masses glaciaires confluentes dans la plus grande partie de la Colombie-Britannique et des régions adjacentes (phase de l'inlandsis de montagne). Tout au long de cette période, les principales régions d'accumulation glaciaire se trouvaient dans les grandes chaînes de montagnes et l'écoulement glaciaire était contrôlé par la topographie. Durant la dernière phase de glaciation, qui probablement ne s'est réalisée qu'occasionnellement, la glace s'est épaissie jusqu'à former, dans la partie intérieure de la Colombie-Britannique, un ou plusieurs dômes glaciaires où les glaces superficielles s'écoulaient radialement à partir de centres de dispersion (phase d'inlandsis; Dawson, 1881, 1891; Kerr, 1934; Mathews, 1955; Wilson et al., 1958; Fulton, 1967; Flint, 1971).

Dans cette séquence générale d'englaciation, la transition de la troisième phase à la quatrième était accompagnée d'une inversion locale de l'écoulement glaciaire dans la chaîne Côtière, alors que la ligne de partage glaciaire (c.-à-d. l'axe de dispersion) se déplaçait vers l'est à partir de la crête des montagnes jusqu'en un lieu de l'intérieur de la Colombie-Britannique (Kerr, 1934; Flint, 1971). Un déplacement vers l'ouest et une inversion comparables de l'écoulement ont pu avoir lieu en certains endroits des Rocheuses. Ces inversions sont la conséquence d'une accumulation glaciaire plus grande dans la partie intérieure de la Colombie-Britannique que dans les principales aires d'accumulation des montagnes bordières.

Clague, J.J.
1989: Inlandsis de la Cordillère. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

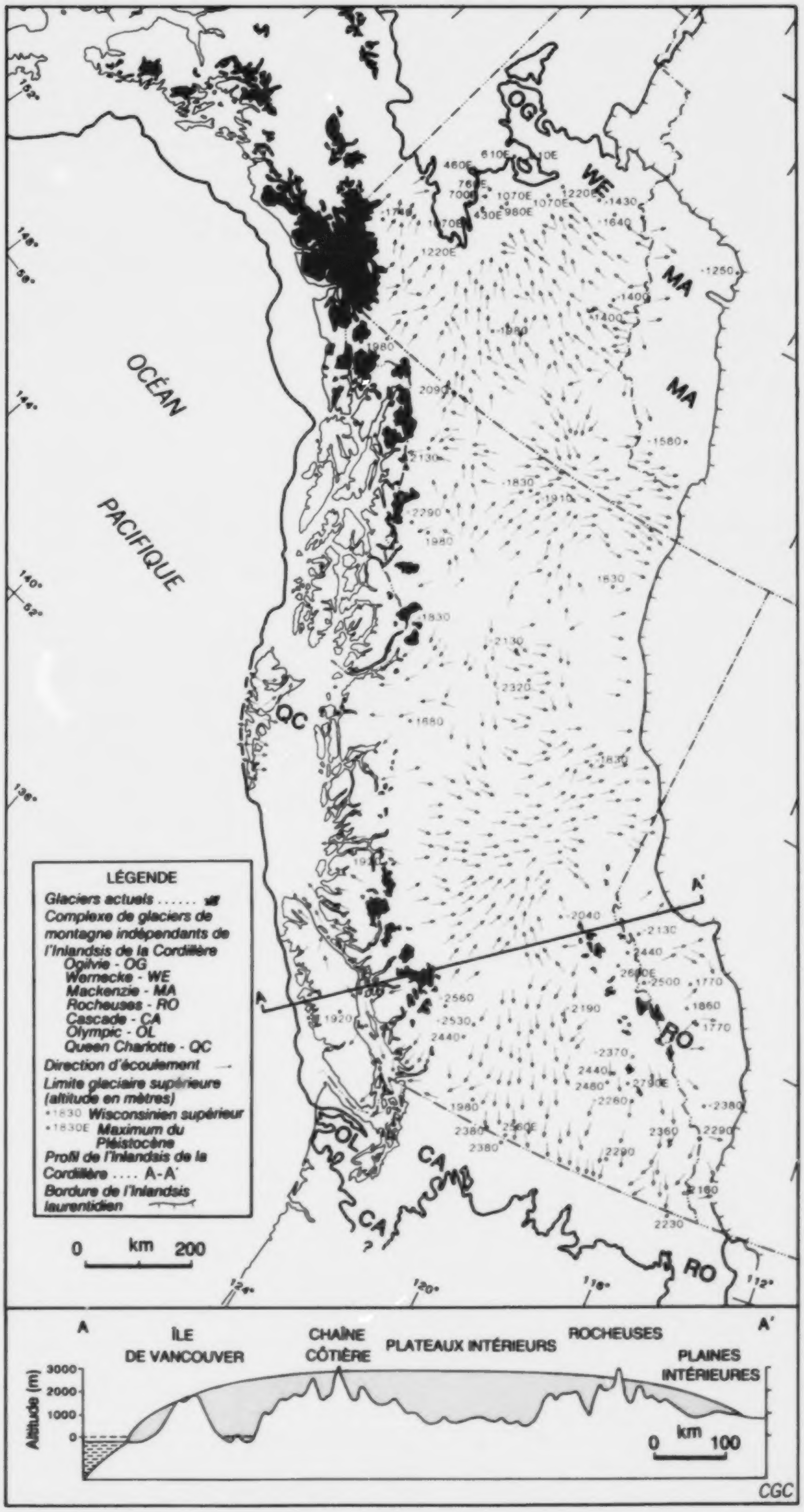


Figure 1.12. Extension maximale de la glaciation pléistocène dans la Cordillère canadienne et les environs, et configuration de l'écoulement glaciaire au cours du Wisconsinien supérieur. Le complexe glaciaire illustré ici comprend l'Inlandsis de la Cordillère et les systèmes glaciaires autonomes et quasi autonomes de certains chaînons montagneux périphériques. Les nunataks qui perçaient l'inlandsis au maximum de la glaciation étaient de petite dimension. Par contre, certains chaînons périphériques englacés comportaient de vastes étendues libres de glace. Sources de l'information: sur l'étendue de la glaciation, Crandell (1965), Lemke et al. (1965), Richmond et al. (1965), Prest et al. (1968), Hamilton et Thorson (1983) et Porter et al. (1983); sur la configuration de l'écoulement glaciaire, Prest et al. (1968); sur la limite glaciaire supérieure, Wilson et al. (1958).

L'orientation des drumlins, des moraines fuselées et des autres formes profilées témoigne de l'existence d'au moins trois lignes de partage glaciaire dans le système de l'Intérieur durant le dernier maximum glaciaire ou peu après (fig. 1-12); l'Inlandsis de la Cordillère n'aurait donc pas formé un dôme glaciaire unique, comme l'avaient proposé de nombreux auteurs. Ces lignes de partage étaient probablement subordonnées à la ligne principale qui était située dans l'axe de la chaîne Côtière et qui a peut-être subsisté tout au long de la dernière glaciation. La phase d'inlandsis n'aurait donc pas été réalisée complètement dans la Cordillère canadienne au cours du Wisconsinien supérieur.

Le modèle à quatre phases successives décrit ci-dessus fournit un cadre conceptuel fort utile du développement de l'Inlandsis de la Cordillère; toutefois, l'évolution réelle de la croissance des glaciers dans la Cordillère durant le Pléistocène est plus complexe, car l'accumulation glaciaire n'était pas uniforme. Au moins par endroits, les périodes de croissance ont été interrompues par des intervalles de stabilisation ou de retrait des glaciers. Ces fluctuations complexes étaient en grande partie contrôlées par des variations climatiques globales et, dans une moindre mesure, par des facteurs régionaux et locaux secondaires causés par les glaciations, mais qui ne sont liés qu'indirectement au climat (par ex., baisse eustatique du niveau marin, refroidissement de l'océan et modification de la circulation atmosphérique locale par suite de la croissance des glaciers).

Déglaciation

Chaque cycle glaciaire a pris fin avec un réchauffement rapide du climat. La déglaciation a été caractérisée par le retrait complexe du front glaciaire dans les régions périphériques englacées et par la fusion sur place et la stagnation à grande échelle dans une grande partie des régions intérieures (fig. 1-13; Rice, 1936; Fulton, 1967; Tipper, 1971a, b; Clague, 1981).

À la fin de chaque glaciation, la périphérie occidentale de l'Inlandsis de la Cordillère est devenue instable, vraisemblablement par suite de la remontée eustatique du niveau marin. La plate-forme continentale de la Colombie-Britannique était rapidement déglacée à mesure que les glaciers vêlaient jusqu'à l'amont des fjords et des baies abritées peu profondes. Le front se retirait également ailleurs en périphérie de l'inlandsis, par exemple dans le nord-est de l'État de Washington et le sud du Yukon.

Le schéma de la déglaciation est différent dans les régions de relief faible ou modéré, plus près du centre de l'inlandsis. En se fondant sur les formes et sédiments du Pléistocène supérieur dans le centre sud de la Colombie-Britannique, Fulton (1967) a proposé une hypothèse selon laquelle la déglaciation aurait principalement procédé par fusion sur place et par stagnation en quatre étapes: (1) phase de glace active -l'écoulement régional se poursuivait, mais ralentissait à mesure que la glace s'amincissait; (2) phase de transition des hautes terres -les hautes terres les plus élevées pointaient en surface de l'inlandsis, tandis que l'écoulement régional persistait dans les grandes vallées; (3) phase de glace stagnante -la glace, confinée aux vallées, était encore suffisamment épaisse pour s'écouler; (4) phase de glace morte -les langues glaciaires s'étaient amincies au point de perdre leur plasticité. Ce modèle a été utilisé avec des modifications mineures pour décrire la déglaciation ailleurs dans les régions intérieures de la Colombie-Britannique (Tipper, 1971a, b; Heginbottom, 1972; Ryder, 1976, 1981b; Howes, 1977).

À la fin de chaque glaciation, les premières régions déglacées se trouvaient en périphérie de l'inlandsis, par exemple la plate-forme continentale de la Colombie-Britannique. Des glaciers actifs ont vraisemblablement

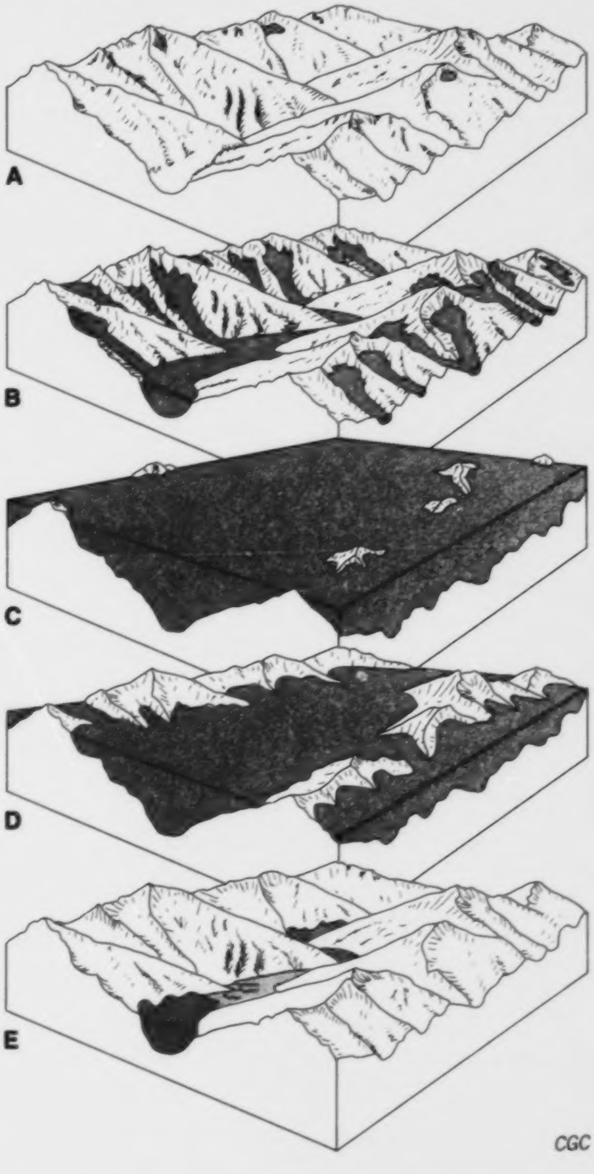


Figure 1.13. Croissance et décroissance de l'Inlandsis de la Cordillère. A. Région montagneuse au début de la glaciation. B. Formation d'un réseau de glaciers de vallée. C. Coalescence des lobes de vallée et de piémont pour former un inlandsis. D. Retrait de l'inlandsis par fusion sur place; les hautes terres sont déglacées avant les vallées qu'elles surplombent. E. Masses résiduelles de glace morte confinées dans les vallées.

survécu le plus longtemps dans certaines vallées de montagne, mais ils ont pu coexister avec de grandes masses de glace morte sur les plateaux intérieurs de la Cordillère. En général, dans la région intérieure, le retrait s'est fait vers le centre de l'inlandsis, à partir de zones périphériques méridionales et septentrionales. Toutefois, le schéma détaillé du retrait a été complexe, les hautes terres de chaque région ayant été déglacées avant les vallées adjacentes et les autres zones basses.

Des pauses et des réavancées ont interrompu la désintégration de l'Inlandsis de la Cordillère à la fin de chaque cycle glaciaire. La plupart de ces fluctuations ont affecté des secteurs d'extension relativement limitée et n'ont pas été synchrones d'une région à l'autre; elles ont donc pu être causées par des facteurs locaux plutôt que par un changement climatique global.

LIENS ENTRE LES INLANDSIS CORDILLÉRIEN ET LAURENTIDIEN

J.J. Clague

Des glaciers en provenance des Rocheuses se sont occasionnellement avancés sur les Plaines intérieures pour se souder à l'inlandsis laurentidien. Dans les régions des rivières Athabasca, Liard et de la Paix, et peut-être même ailleurs, ces glaciers étaient accrus par des courants glaciaires venus de l'intérieur de la Colombie-Britannique et du sud du Yukon. L'inlandsis laurentidien s'est étendu dans la région en provenance du nord et de l'est, et a parfois atteint l'avant-pays et les montagnes de la bordure orientale de la Cordillère. Au cours de glaciations moins importantes, les glaciers des Rocheuses n'ont pas atteint les Plaines intérieures, et l'inlandsis laurentidien n'a pas atteint le front des montagnes. Les nappes d'épandage fluvioglaciaire d'origine alpine ont alors alimenté des deltas formés dans les lacs endigués par les glaces laurentidiennes.

Dans les monts Mackenzie, certains glaciers ont également atteint la bordure orientale de la Cordillère au moins une fois au cours du Pléistocène. Dans cette région, de petites zones ont été atteintes par des glaciers alpins et laurentidiens, qui se sont fusionnés localement.

L'étude des tills et des sédiments stratifiés associés, le long de la marge orientale de la Cordillère canadienne, renseigne sur les liens entre les inlandsis cordillérien et laurentidien. Les dépôts laurentidiens ont une lithologie très différente de celle des sédiments cordillériens et sont donc faciles à reconnaître: ils sont riches en débris plutoniques et métamorphiques dérivés du Bouclier canadien, tandis que les dépôts cordillériens se composent principalement de débris sédimentaires arrachés par l'érosion aux Rocheuses et aux monts Mackenzie. En se fondant sur des critères lithologiques et sur des données stratigraphiques et géomorphologiques, les scientifiques ont identifié plusieurs avancées de l'inlandsis laurentidien ainsi que des épisodes glaciaires approximativement corrélatifs, dans les montagnes de la Cordillère orientale (voir *Stratigraphie et histoire du Quaternaire*). Toutefois, il y a probablement eu d'autres glaciations qui n'ont pas été identifiées parce qu'elles sont très anciennes et que leurs dépôts ont été érodés ou recouverts de sédiments plus jeunes.

En général, les glaciations plus anciennes reconnues dans la Cordillère orientale ont été les plus importantes. Le degré de contact entre les glaces cordillériennes et laurentidiennes, de même que la largeur du corridor libre de glace qui les séparait, reflètent les différentes extensions des glaciations dans la région. D'après Stalker et Harrison (1977), le schéma de la glaciation se compare à la fermeture et à l'ouverture périodiques, le long du front des montagnes de l'Alberta, d'une énorme fermeture-éclair dont la fermeture s'effectuait sur une distance progressivement plus courte à chaque glaciation successive. Au cours de chaque glaciation, elle se refermait du nord au sud à mesure que les glaciers cordillériens et laurentidiens continuaient à avancer plus à l'est et plus au sud-ouest, respectivement. Lors du retrait des glaciers, la fermeture-éclair s'ouvrait du sud au nord, formant un corridor de plus en plus large. Quoique les scientifiques ne soient pas d'accord sur le degré de contact entre les glaciers cordillériens et laurentidiens durant chaque glaciation, ils imaginent tous un corridor non englacé devenant progressivement plus étroit vers le nord, dans l'ouest de l'Alberta. Au cours de la glaciation la plus étendue, le contact a peut-être été relativement complet, allant des lacs Waterton jusqu'au-delà de la frontière entre la Colombie-Britannique et le Yukon. Par contre, au maximum de la dernière glaciation, le corridor n'était pas fermé aussi loin au sud et de nombreuses régions intermédiaires élevées n'ont donc pas été englacées dans les Rocheuses orientales.

À certains endroits, l'avancée des glaciers cordillériens et celle des glaciers laurentidiens étaient déphasées l'une par rapport à l'autre. Par exemple, au cours de la « Grande Glaciation » pré-wisconsinienne, dans le parc national des lacs Waterton, les glaciers cordillériens ont avancé puis se sont retirés avant même l'invasion de l'inlandsis laurentidien (Stalker et Harrison, 1977), comme en témoigne la présence du Till (laurentidien) de Labuma sur le Till (cordillérien) Albertan, qui a été mis en place durant la même glaciation. Les deux tills ne sont pas interdigités; ils ne présentent aucune zone de transition de lithologie mixte, comme ce serait sans doute le cas si les deux masses glaciaires s'étaient fusionnées. Par endroits, ils sont séparés l'un de l'autre par des dépôts d'épandage fluvioglaciaire d'origine cordillérienne ou par des sédiments glaciolacustres accumulés dans des lacs endigués par l'avancée de glaces laurentidiennes. Somme toute, ces observations montrent que les glaciers cordillériens s'étaient presque complètement retirés de la région avant l'arrivée de l'inlandsis laurentidien. Alley (1973) a présenté des arguments similaires relativement aux avancées non synchrones survenues dans le bassin de la rivière Oldman, directement au nord des lacs Waterton. De plus, il y a peut-être eu aussi déphasage entre la progression des glaciers de montagne et celle des glaciers laurentidiens dans les monts Mackenzie et les Plaines intérieures adjacentes (Ford, 1976).

Mais dans certains cas, l'avancée des glaciers cordillériens et de l'inlandsis laurentidien a été à peu près synchrone; ou du moins la marge occidentale de l'inlandsis laurentidien avait commencé à reculer à peu près en même temps que les glaciers de montagne et les lobes de l'inlandsis cordillérien. Au cours de la dernière glaciation, la coalescence de l'Inlandsis laurentidien et de l'Inlandsis de la Cordillère en plusieurs endroits témoigne d'un synchro-

Clague, J.J.
1989: Lien entre les inlandsis cordillérien et laurentidien. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

nisme général. La présence de till mixte cordillérien et laurentidien (Keewatin) et d'erratiques associés composés de conglomérat quartzeux dérivé des Rocheuses près de Jasper (Traînée d'erratiques de Foothills; Stalker, 1956; Mountjoy, 1958), définit la zone de coalescence des glaces cordillériennes provenant de l'ouest et des glaces laurentidiennes provenant du nord et de l'est durant le maximum de cette glaciation. Le till de provenance mixte s'étend vers le sud-est en bordure des Rocheuses, à partir de la rivière Athabasca au nord jusqu'à proximité de la rivière Oldman au sud. Rien n'indique que les glaces laurentidiennes ou cordillériennes aient recouvert le till de provenance mixte ou encore la Traînée d'erratiques de Foothills; ces deux masses glaciaires semblent plutôt s'être retirées à peu près en même temps. Malgré un certain décalage temporel, l'avancée des deux inlandsis au cours de la dernière glaciation a donc été généralement synchrone.

Il est difficile d'expliquer pourquoi l'avancée des deux inlandsis a été synchrone à certains endroits, mais non ailleurs. Mais il est possible que les glaciers de montagne, qui provenaient de moins loin, aient atteint ou dépassé le front des montagnes avant l'arrivée de l'inlandsis laurentidien, plus massif. À certains endroits, le retrait hâtif des glaciers de montagne semble attribuable, dans la Cordillère orientale, à une diminution des précipitations causée par la croissance de l'inlandsis cordillérien à l'ouest. La glace recouvrant l'intérieur de la Colombie-Britannique aurait fortement appauvri ou détourné les masses d'air humide qui circulaient auparavant au-dessus des Rocheuses, ce qui aurait asséché l'air circulant dans la région et provoqué le retrait de certains glaciers locaux dans les Rocheuses, à un moment où les glaciers cordillériens et laurentidiens étaient en expansion.

NIVEAUX MARINS QUATERNAIRES

J.J. Clague

Les variations du niveau marin qui ont eu lieu durant le Quaternaire sur la côte ouest du Canada sont attribuées principalement au diastrophisme, à l'eustatisme et à l'isostasie (Mathews et al., 1970; Clague, 1975a, 1981, 1983; Fladmark, 1975; Andrews et Retherford, 1978; Clague et al., 1982b; Riddihough, 1982). Même s'il est possible de reconnaître l'effet net de ces trois facteurs sur les niveaux marins antérieurs en examinant les paléorivages et les dépôts associés, il est difficile d'évaluer l'effet spécifique de chacun, car l'eustatisme et l'isostasie sont interdépendants et la nature des anciennes fluctuations eustatiques demeure controversée (par ex., Mörner, 1976; Clark et al., 1978). Malgré ces problèmes, il est possible de présenter un sommaire des fluctuations du niveau marin au Quaternaire supérieur sur la côte de la Colombie-Britannique et d'en examiner les causes probables.

Niveaux marins durant la dernière glaciation

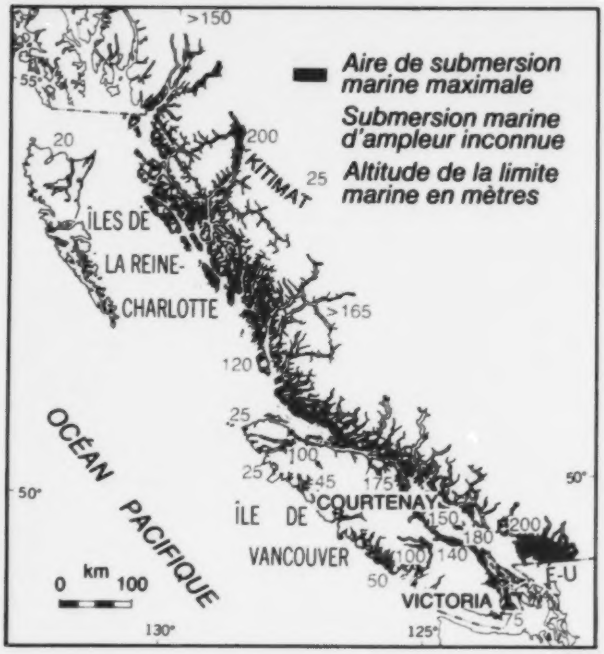
Au début de la dernière glaciation (c.-à-d. la Glaciation de Fraser en Colombie-Britannique), la position de la mer par rapport à la terre reste incertaine puisqu'il n'y a pas consensus sur les niveaux eustatiques à cette époque et que les mouvements tectoniques verticaux subséquents sont mal connus. Cependant, il est fort probable que les lignes de rivage de la Colombie-Britannique étaient légèrement plus basses au début de la Glaciation de Fraser que de nos jours.

Clague, J.J.
1989: Niveaux marins quaternaires (Cordillère canadienne). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

En Colombie-Britannique, la surcharge glaciaire survenue durant la Glaciation de Fraser a entraîné d'importants réajustements isostatiques de la croûte et du manteau (Clague, 1983). La croissance progressive des glaciers a provoqué un enfoncement isostatique lent de la surface terrestre, tout d'abord sous les grandes chaînes de montagnes où se formaient les glaciers. Le déplacement latéral des matériaux de l'asthénosphère au-delà de ces régions a vraisemblablement produit des bombements périphériques de la croûte. En un premier temps, le niveau relatif de la mer a pu baisser à mesure que ces bombements traversaient les régions côtières, que les océans refroidissaient et se contractaient et que l'eau des océans était graduellement transférée dans les inlandsis wisconsiniens en expansion. Plus tard, la baisse eustatique du niveau marin a pu, à son tour, en provoquant un relèvement hydroisostatique de la plate-forme continentale, entraîner une nouvelle chute du niveau marin par rapport à la terre. Lorsque les glaciers de montagne ont avancé sur les plateaux et dans les basses terres, la superficie des terres déprimées par isostasie s'est accrue et la côte aussi est devenue subsidente. L'enfoncement glacio-isostatique a fini par se faire sentir presque partout et le niveau marin relatif a remonté jusqu'à son niveau actuel.

Au maximum de la Glaciation de Fraser, toute la partie englacée de la Cordillère était isostatiquement déprimée, les régions centrales de l'inlandsis plus que la périphérie. Bien que l'ampleur de l'enfoncement isostatique à cette époque soit inconnue, des valeurs limites sont données par l'altitude des lignes de rivage qui se sont formées à la fin du Pléistocène, à mesure que les glaciers se retiraient de la côte de la Colombie-Britannique. Ces paléorivages s'élèvent jusqu'à environ 200 m d'altitude dans les régions côtières. Étant donné que l'abaissement eustatique du niveau marin était probablement de l'ordre de 50 à 100 m au moment de la formation des paléorivages les plus élevés, l'enfoncement glacio-isostatique local semble avoir dépassé 250 m. Cette valeur représente l'enfoncement isostatique minimal dans la région puisque l'Inlandsis de la Cordillère s'était déjà retiré au moment de la formation des rivages les plus élevés et que le relèvement isostatique avait donc probablement commencé plus tôt.

Sur la côte de l'île de Vancouver et de la Colombie-Britannique continentale, les lignes de rivage les plus élevées datent de l'époque du retrait glaciaire à la fin du Pléistocène. L'altitude de la limite marine varie en fonction de la distance aux principaux centres d'accumulation glaciaire et, dans une moindre mesure, de la chronologie du retrait. En général, la limite marine atteint son maximum (environ 200 m) sur la côte continentale et s'abaisse vers l'ouest et le sud-ouest (fig. 1-14; Mathews et al., 1970; Clague, 1975a, 1981). Elle se trouve à moins de 50 m d'altitude sur la côte occidentale de l'île de Vancouver, près de la marge de l'ancien inlandsis (Clague, 1981; Howes, 1981b). Par contre, le niveau relatif de la mer dans les îles de la Reine-Charlotte et certaines parties de l'entrée Dixon, du détroit d'Hecate et du détroit de la Reine-Charlotte, était plus bas à la fin de la dernière glaciation que de nos jours



CGC

Figure 1.14. Limite de la transgression marine au Quaternaire supérieur en Colombie-Britannique; l'étendue des territoires submergés à l'amont de la plupart des fjords continentaux n'est pas connue (adapté de Clague, 1981, fig. 5).

(Fladmark, 1975; Clague, 1981; Clague et al., 1982a, b; Warner et al., 1982), ce qui témoigne de la faible ampleur de l'enfoncement glacio-isostatique dans ces régions.

La déglaciation rapide à la fin du Pléistocène a déclenché dans la Cordillère canadienne des mouvements isostatiques de direction opposée à celle des mouvements survenus pendant la croissance de l'inlandsis. Le relèvement isostatique de l'île de Vancouver et du territoire continental a été supérieur à la hausse eustatique contemporaine, et le niveau marin relatif a donc régressé sous la limite marine à mesure que la déglaciation s'est poursuivie (fig. 1-15). Cette chute a été extrêmement rapide. Par exemple, à Courtenay, dans l'est de l'île de Vancouver, le delta marin le plus élevé se trouve à 150 m d'altitude et s'est formé vers 12 500 ± 450 BP (I(GSC)-9, tableau 1-2). Par contre, à 65 km environ au sud-est, des deltas situés entre 60 et 90 m sous la limite marine sont caractérisés par des âges ^{14}C allant de 12 400 ± 200 BP à 12 000 ± 450 BP (GSC-1, I(GSC)-1). À Kitimat, sur la côte nord de la Colombie-Britannique, le niveau marin relatif s'est abaissé de 85 m entre 10 100 ± 160 BP et 9 300 ± 90 BP (GSC-2492, GSC-2425). L'erreur associée à ces âges et à d'autres est suffisamment importante et les âges sont tellement rapprochés les uns des autres qu'il est impossible de déterminer des taux de relèvement avec exactitude. Néanmoins, la majeure partie du relèvement à chaque site a dû s'effectuer en moins de deux millénaires.

Le relèvement isostatique s'est produit à des époques différentes le long de la côte de la Colombie-Britannique à cause du retrait diachrone de l'Inlandsis de la Cordillère. En général, les premières régions à être déglacées se sont soulevées avant les autres. Par exemple, le niveau marin relatif s'était abaissé à son niveau actuel à Victoria, dans le sud de l'île de Vancouver, vers 11,5 ka, soit environ 1 500 ans après le début de la déglaciation de cette région. Par contre, à Kitimat, la mer était à son niveau maximum vers 11 ka, au moment de la déglaciation initiale de la région, et presque tout le relèvement isostatique y a eu lieu entre 10,5 et 9 ka. Ces données indiquent que la chronologie du relèvement isostatique a varié d'une région à l'autre et que la déformation de la croûte a été complexe et inégale.

Même à l'intérieur d'une région, la chute du niveau marin relatif à la fin de la Glaciation de Fraser n'a probablement pas été uniforme pour au moins trois raisons: (1) le taux et le sens des fluctuations eustatiques étaient variables durant cette période; (2) le taux du relèvement isostatique a pu varier en réponse à des pauses ou réavancées glaciaires locales; (3) des séismes ont pu produire des déplacements verticaux spontanés et périodiques le long des failles. Des indices d'une émersion non uniforme existent en plusieurs endroits sur les côtes de la Colombie- Britannique. À Kitimat, les lignes de rivage semblent avoir été relativement stables pendant des siècles après la déglaciation initiale de la région; cependant, vers 10 ou 10,5 ka, le niveau marin relatif a commencé à s'abaisser rapidement (Clague, 1984, 1985). À certains endroits, l'émersion a probablement été interrompue par de courtes périodes de submersion. Par exemple, d'après Mathews et al. (1970) et Armstrong (1981), une brève et importante période de submersion, culminant vers 11,5 ka, a interrompu l'émersion générale des basses terres du Fraser à la fin de la Glaciation de Fraser.

L'histoire des variations du niveau marin relatif pendant la déglaciation a été différente dans les îles de la Reine-Charlotte. Les lignes de rivage y étaient plus basses qu'aujourd'hui entre au moins 15 ka et 9,5 ou 10 ka, contrairement à la situation qui caractérisait la côte du continent, directement à l'est (fig. 1-15; Clague, 1981; Clague et al., 1982a, b; Mathewes et Clague, 1982). Cette période de bas niveaux marins a été suivie d'une transgression marine culminant vers 7,5 ou 8,5 ka, les lignes de rivage atteignant alors environ 15 m d'altitude à certains endroits.

Le constraste entre les variations du niveau marin au Quaternaire supérieur dans les îles de la Reine-Charlotte et sur la côte continentale voisine est attribué à des surcharges glaciaires différentielles et à la migration du bombement périphérique durant la déglaciation. D'après Clague (1983), dans les îles de la ReineCharlotte, les paléorivages étaient peu élevés à la fin de la dernière glaciation, la surcharge glaciaire étant insuffisante pour enfoncer la croûte sous les bas niveaux eustatiques alors en existence. En outre, le matériel du manteau migrait des régions périphériques vers les régions récemment déglacées à mesure que l'Inlandsis de la Cordillère se retirait. L'asthénosphère s'est donc amincie sous les îles, la croûte s'est enfoncée et la mer a ennoyé les basses terres. Par contre, le déplacement du bombement périphérique vers l'est sous la côte continentale y a provoqué un soulèvement puis une régression marine.

Niveaux marins postglaciaires

L'émersion des basses terres côtières de l'est de l'île de Vancouver et de la Colombie-Britannique continentale

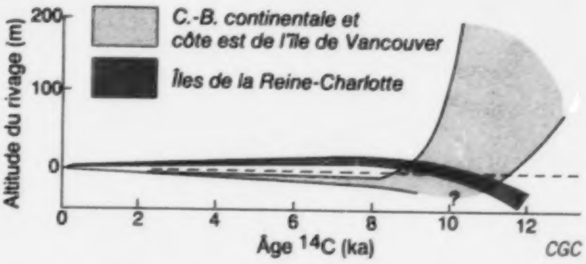


Figure 1.15. Courbes généralisées des changements du niveau marin sur la côte de la Colombie-Britannique depuis la fin de la dernière glaciation. Chaque enveloppe représente le domaine des anciennes positions du niveau marin, lesquelles traduisent les différences locales et régionales de la surcharge glaciaire et la chronologie de la déglaciation, et tiennent compte des incertitudes relatives à la détermination des paléorivages.

s'est poursuivie au cours de l'Holocène inférieur, mais généralement à un rythme plus lent que durant la déglaciation (fig. 1-15; Mathews et al., 1970). Ceci indique que le relèvement glacio-isostatique s'est poursuivi au début de l'Holocène, puisque le niveau marin continuait à monter à cette époque à cause de la désintégration finale des inlandsis laurentidien et fennoscandien (Curray, 1965; Hopkins, 1967; Denton et Hughes, 1981). L'émersion a culminé à l'Holocène inférieur ou moyen, époque à laquelle les lignes de rivage étaient beaucoup plus basses en certains endroits qu'aujourd'hui. Les meilleures indices des bas niveaux marins d'alors sont trouvés dans le sud de l'île de Vancouver et dans les basses terres du Fraser, où des tourbes terrestres holocènes existent sous le niveau actuel de la mer (Mathews et al., 1970; Clague et Luternauer, 1982, 1983; Clague et al., 1982b); d'autres indices ont été observés dans l'est de l'île de Vancouver (Mathews et al., 1970) et dans la partie centrale de la côte continentale (Andrews et Retherford, 1978). Dans ces régions, le niveau marin est vraisemblablement remonté durant l'Holocène moyen, inondant certains sites archéologiques côtiers ainsi que des plantes terrestres. Les niveaux marins relatifs ont varié de quelques mètres tout au plus durant les cinq derniers millénaires; les fluctuations du niveau marin relatif durant l'Holocène supérieur ont donc été relativement mineures, comparativement à celles qui ont eu lieu durant la déglaciation et juste après (Clague et al., 1982b).

Contrairement à la situation dans l'est de l'île de Vancouver et sur le continent, les niveaux marins dans les îles de la Reine-Charlotte ont été plus élevés qu'aujourd'hui tout au long de l'Holocène, (fig. 1-15; Fladmark, 1975; Clague, 1981; Clague et al., 1982a, b; Hebda et Mathewes, 1986). À l'extrémité nord-est de cette chaîne insulaire, le niveau marin relatif s'est abaissé d'environ 15 m depuis 7,5 à 8,5 ka. Des escarpements littoraux, des banquettes littorales recouvertes de gravier et de sable, des cordons et des flèches, ainsi que des levées de plage et des crêtes dunaires parallèles au rivage actuel, tous formés durant cette régression, sont maintenant soulevés au-dessus du niveau de la mer (fig. 1-16). Les fluctuations du niveau marin dans l'extrême ouest de l'île de Vancouver au cours des quatre derniers millénaires ont été similaires à celles qui ont eu lieu dans les îles de la Reine-Charlotte durant la même période (Clague et al., 1982b).

Enfin, le relèvement isostatique a été considérable dans la plupart des régions côtières, mais s'est poursuivi de plus en plus lentement jusqu'à l'Holocène inférieur. La transgression marine qui a ensuite eu lieu dans l'est de l'île de Vancouver et sur la côte de la Colombie-Britannique résulte probablement de l'effet combiné de la hausse eustatique du niveau marin et de l'affaissement du bombement périphérique. Par contre, la régression récente sur les îles de la Reine-Charlotte et la côte occidentale de l'île de Vancouver est attribuable en grande partie au soulèvement tectonique, bien qu'une certaine proportion des variations du niveau marin de l'Holocène supérieur puisse y avoir une origine eustatique ou encore représenter une réponse isostatique résiduelle à la déglaciation de la fin du Pléistocène (Riddihough, 1982; Clague et al., 1982b).

STRATIGRAPHIE ET HISTOIRE DU QUATERNAIRE

Régions couvertes par l'Inlandsis de la Cordillère

Introduction

J.J. Clague

La majeure partie de la Colombie-Britannique et du Yukon méridional et central a été envahie par l'Inlandsis de la Cordillère à maintes reprises au cours du Pléistocène. Les formes et sédiments en surface y ont presque tous été produits durant la glaciation du Wisconsinien supérieur (appelée localement glaciations de Fraser, de McConnell, de Macauley et de Kluane) et durant le postglaciaire; en général, ils recouvrent des sédiments du Wisconsinien moyen ou des sédiments encore plus anciens. Nos connaissances de l'histoire quaternaire de la région touchée par l'Inlandsis de la Cordillère se fondent donc sur l'étude de sédiments superficiels relativement jeunes et des formes associées, et de sédiments enfouis plus anciens. Au Yukon, à la limite nord de la glaciation d'inlandsis, des sédiments glaciaires et proglaciaires antérieurs au Wisconsinien supérieur sont présents en surface, au-delà des limites des glaciations de McConnell et de Macauley. Ici, l'étude des matériaux en surface, tout comme l'étude des sédiments plus jeunes plus au sud, renseigne sur les événements antérieurs à la dernière glaciation.

Clague, J.J.
1989: Introduction. (Stratigraphie et histoire du Quaternaire, Inlandsis de la Cordillère). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Tableau 1-2. Datations au ¹⁴C.

Âge (années BP)	Nº de laboratoire[1]	Localité	Coordonnées lat	Coordonnées long.	Matériel daté	Références	Commentaires
5 260 ± 200	Y-140bis	mont Garibaldi	49°52'	122°59'	bois	Stuiver et al., 1960	limite des arbres plus élevée qu'aujourd'hui
7 390 ± 250	GX-4039	pic Dunn	51°27'	119°55'	charbon	Duford et Osborn, 1978	âge minimal de l'avancée de Dunn Peak
7 985 ± 125	I-9162	pic Dunn	51°25'	119°57'	bois	Alley, 1980	âge minimal de l'avancée de Harper Creek
8 460 ± 120[2]	GSC-2605	plaine d'Old Crow	68°13'	140°00'	bois	Lowdon et Blake, 1979	postérieur au lac proglaciaire
9 070 ± 130	GSC-3173	glacier Bridge	40°48,3'	123°25,4'	bois	Blake, 1983	limite des arbres plus élevée qu'aujourd'hui
9 300 ± 90	GSC-2425	rivière Kitimat	54°06,0'	128°36,8'	bois	Lowdon et Blake, 1979	niveau marin plus élevé qu'aujourd'hui
9 350 ± 80[3]	GSC-3120	île Graham	53°41,7'	131°52,8'	coquilles marines	Blake, 1982	niveau marin plus élevé qu'aujourd'hui
9 670 ± 140[4]	I-5677	Rocky Mountain House	52°2,3'	114°32,0'	os	Boydell, 1972	âge minimal de la déglaciation
9 780 ± 80	Y-1483	glacier Kaskawulsh	60°49'	138°35'	herbes	Denton et Stuiver, 1966	glacier Kaskawulsh moins avancé
9 960 ± 170	GSC-1548	ruisseau Dawson	55°58,8'	120°14,6'	coquilles dulçaquicoles	Lowdon et Blake, 1973	âge minimal de la déglaciation
10 100 ± 160	GSC-2492	ruisseau Hirsch	54°03,8'	128°35,6'	coquilles marines	Lowdon et Blake, 1979	niveau marin plus élevé qu'aujourd'hui
10 200 ± 280	GSC-3065	Calgary	51°02,9'	114°04,4'	os	Blake, 1986	âge minimal de la déglaciation
10 250 ± 165[4]	I-5675	Rocky Mountain House	52°28,3'	114°32,0'	coquilles dulçaquicoles	Boydell, 1972	âge minimal de la déglaciation
10 400 ± 110[4]	GSC-2965	vallée de Kananaskis	50°52'	115°10'	bois	Lowdon et Blake, 1980	âge minimal de la déglaciation
10 400 ± 170[4]	GSC-1654	ruisseau Dawson	55°59,0'	120°15,7'	coquilles dulçaquicoles	Lowdon et Blake, 1973	âge minimal de la déglaciation
10 850 ± 320[2]	I-4224	plaine d'Old Crow	67°51'	139°48'	coquilles dulçaquicoles	Harington, 1977	rivière Old Crow près de son niveau actuel
11 100 ± 90[3]	GSC-3337	île Graham	53°41,7'	131°52,8'	tourbe	Warner et al., 1982	niveau marin inférieur à 8 m
11 370 ± 170	GSC-613	Cochrane	51°10,7'	114°27,5'	os	Lowdon et al., 1967	âge minimal de la déglaciation
11 900 ± 120[4]	GSC-3885	Pocahontas	53°13'	117°55'	coquilles dulçaquicoles	Blake, 1986	âge minimal de la déglaciation
12 000 ± 450	I(GSC)-1	Parksville	ca 49°17'	124°16'	bois	Walton et al., 1961	niveau marin plus élevé qu'aujourd'hui
12 400 ± 200	GSC-1	Parksville	ca 49°17'	124°16'	bois	Dyck et Fyles, 1962	niveau marin plus élevé qu'aujourd'hui
12 460 ± 440[2,5]	I-3574	plaine d'Old Crow	67°50'	139°50'	os	Harington, 1977	âge minimal du lac proglaciaire
12 500 ± 200[5]	Y-1386	lac Kluane	61°03'	138°21'	débris végétaux	Denton et Stuiver, 1966	âge minimal de la déglaciation
12 500 ± 450	I(GSC)-9	Courtenay	49°38,7'	125°00,3'	coquilles marines	Walton et al., 1961	niveau marin plus élevé qu'aujourd'hui
13 660 ± 180[5]	GSC-495	Macauley Ridge	62°17'	140°42,5'	silt organique	Lowdon et al., 1967	âge minimal de la déglaciation
13 740 ± 190[5]	GSC-515	rivière East Blackstone	64°38'	138°24'	silt organique	Lowdon et Blake, 1968	âge minimal de la déglaciation
13 870 ± 180	GSC-296	lac Chapman	64°51,5'	138°19'	silt organique	Dyck et al., 1966	âge minimal de la glaciation intermédiaire
16 000 ± 420	GSC-2690	ruisseau Doll	66°02'	135°42'	silt organique	Lowdon et Blake, 1981	âge minimal de la Glaciation de Hungry Creek
16 000 ± 570[3]	GSC-3340	île Graham	53°41,7'	131°52,8'	débris végétaux	Clague et al., 1982a	âge minimal de la déglaciation
18 300 ± 380[6]	GSC-2668	tourbière Chalmer's	50°39,5'	114°33,5'	mousses	Lowdon et Blake, 1979	Rocheuses non englacées
18 400 ± 1090[6]	GSC-2670	tourbière Chalmer's	50°39,5'	114°33,5'	mousses	Lowdon et Blake, 1979	Rocheuses non englacées
19 100 ± 240	GSC-913	ruisseau Bessette	50°17,9'	118°51,8'	débris végétaux	Lowdon et Blake, 1970	âge maximal de la dernière avancée glaciaire
20 800 ± 200	GSC-3946	plaine de Bluefish	67°23,1'	140°21,7'	débris végétaux	Blake, 1987	âge maximal du lac proglaciaire
21 500 ± 240[7]	GSC-2536	vallée de Coquitlam	49°18,7'	122°46,8'	bois	Lowdon et Blake, 1978	Drift de Coquitlam
21 700 ± 130[7]	GSC-2416	vallée de Coquitlam	49°18,8'	122°46,6'	bois	Lowdon et Blake, 1978	Sable de Quadra (au-dessus du Drift de Coquitlam)
22 700 ± 1000[4]	GaK-2336	Eagle Cave	49°37'	114°38'	os	Kigoshi et al., 1973	âge maximal de la dernière glaciation
23 840 ± 300	GSC-518	baie Mill	48°37'	123°31'	bois	Lowdon et al., 1967	Formation de Cowichan Head
23 900 ± 1140[5,8]	GSC-2811	ruisseau Tom	60°137'	129°00,4'	brindilles	Lowdon et Blake, 1981	Silt de Tom Creek
23 920 ± 400	GSC-59	île Sidney	48°38,7'	123°19,7'	bois	Dyck and Fyles, 1963	Sable de Quadra
24 400 ± 900[9]	L-502	banc Spanish	49°17'	123°13'	bois	Olson et Broecker, 1961	Sable de Quadra
25 170 ± 630[5]	NMC-1232	falaise Cadzow	67°33,5'	138°53,5'	défense de mammouth	Morlan, 1986	âge maximal du lac proglaciaire
25 840 ± 320[10]	GSC-715	ruisseau Meadow	50°15,1'	116°59,0'	bois	Lowdon et Blake, 1968	Sédiments de Bessette
25 940 ± 380[4,11]	GSC-573	rivière Finlay	56°18'	124°21'	débris végétaux	Lowdon et al., 1971	sédiments de l'Intervalle non glaciaire d'Olympia
26 100 ± 320[9]	GSC-1635	pointe Grey	49°15,9'	123°15,8'	bois	Lowdon et Blake, 1973	Sable de Quadra
26 800 + 1200[11]/-1000	GX-2032	ruisseau Sand	49°21,4'	115°17,1'	bois	Clague, 1973	sédiments de l'Intervalle non glaciaire d'Olympia

Tableau 1-2. (suite)

Âge (années BP)	Nº de laboratoire[1]	Localité	Coordonnées lat.	Coordonnées long.	Matériel daté	Références	Commentaires
27 400 ± 580[4]	GSC-2034	Taylor	56°09'	120°42'	dent	Lowdon et Blake, 1979	âge maximal de la dernière avancée glaciaire
27 400 ± 850	I-4878	Watino	55°43'	117°38'		Westgate et al., 1972	âge maximal de la dernière avancée glaciaire
27 500 ± 400	GSC-3530	vallée de Yakoun	53°31,2'	132°11,9'	tourbe	Blake, 1984	âge maximal de la dernière avancée glaciaire
28 800 ± 740	GSC-95	falaise Willemar	49°40,2'	124°53,8'	bois	Dyck et Fyles, 1963	Sable de Quadra
29 100 ± 560	GSC-3792	Jasper	52°53'	118°06'	bois	Blake, 1986	âge maximal de l'avancée de Marlboro (?)
29 600 ± 460[5,12]	GSC-769	ruisseau Silver	61°00'	138°19'	débris végétaux	Lowdon et Blake, 1970	âge maximal de la Glaciation de Kluane
30 100 ± 600[12]	Y-1385	ruisseau Silver	61°00'	138°19'	débris végétaux	Denton et Stuiver, 1967	âge maximal de la Glaciation de Kluane
31 300 ± 640[2]	GSC-1191	plaine d'Old Crow	68°03'	139°49'	débris végétaux	Lowdon et Blake, 1979	âge maximal du lac proglaciaire
31 400 ± 660[2]	GSC-2739	plaine d'Old Crow	67°50,0'	139°51,8'	tourbe	Lowdon et Blake, 1979	âge maximal du lac proglaciaire
32 710 ± 800[10]	GSC-493	ruisseau Meadow	50°15,1'	116°59,0'	bois	Lowdon et Blake, 1968	Sédiments de Bessette
33 400 ± 800[12]	Y-1488	ruisseau Silver	61°00'	138°19'	débris végétaux	Denton et Stuiver, 1967	âge maximal de la Glaciation de Kluane
33 700 ± 300[10]	GSC-542	ruisseau Meadow	50°15,1'	116°59,0'	bois	Lowdon et Blake, 1968	Sédiments de Bessette
36 900 ± 300	GSC-2422	ruisseau Hungry	64°34,5'	135°30'	bois	Hughes et al., 1981	âge maximal de la Glaciation de Hungry Creek
37 700 + 1500[5,12]/-1300	Y-1356	ruisseau Silver	61°00'	138°19'	débris végétaux	Denton et Stuiver, 1967	âge minimal de la Glaciation d'Icefield
40 900 ± 2000[11]	GSC-2591	rivière Gold	49°50,7'	126°07'	bois	Lowdon et Blake, 1981	âge minimal du Drift de Muchalat River
41 100 ± 1650[2]	GSC-2574	plaine d'Old Crow	67°51,5'	139°49,6'	bois	Blake, 1984	antérieur au lac proglaciaire
41 500 ± 520[10]	GSC-1017	ruisseau Meadow	50°15,1'	116°59,0'	tourbe	Lowdon et Blake, 1970	Sédiments de Bessette
41 800 ± 600[10]	GSC-716	ruisseau Meadow	50°15,1'	116°59,0'	bois	Lowdon et Blake, 1968	Sédiments de Bessette
41 900 ± 600[10]	GSC-733	ruisseau Meadow	50°15,1'	116°59,0'	bois	Lowdon et Blake, 1968	Sédiments de Bessette
42 300 ± 650[10]	GSC-1015	ruisseau Meadow	50°15,1'	116°59,0'	bois, mousses	Lowdon et Blake, 1970	Sédiments de Bessette
42 300 ± 700[10]	GSC-720	ruisseau Meadow	50°15,1'	116°59,0'	tourbe	Lowdon et Blake, 1968	Sédiments de Bessette
43 000 ± 600[10]	GSC-740-2	ruisseau Meadow	50°15,1'	116°59,0'	bois	Lowdon et al., 1971	Sédiments de Bessette
43 600 ± 700[10]	GSC-1017-2	ruisseau Meadow	50°15,1'	116°59,0'	tourbe	Lowdon et al., 1971	Sédiments de Bessette
43 800 ± 800[10,11]	GSC-740	ruisseau Meadow	50°15,1'	116°59,0'	bois	Lowdon et Blake, 1968	Sédiments de Bessette
48 000 ± 1300[5]	GSC-732	rivière White	62°00'	140°34'	bois	Lowdon et Blake, 1970	âge minimal de la Glaciation de Mirror Creek
58 800 + 2900/-2100	QL-195	East Delta	49°09,3'	122°55,6'	bois	Clague, 1977a	Formation de Cowichan Head
>30 000[6]	GSC-2949	ruisseau Tom	60°13,7'	129°00,4'	brindilles	Lowdon et Blake, 1981	Silt de Tom Creek
>33 000	GSC-3208	île Graham	53°42,5'	131°52,4'	tourbe	Blake, 1982	âge minimal de l'avant-dernière glaciation
>38 000[11]	I-9772	Port McNeill	50°34,5'	127°02,5'	bois	Howes, 1983	"drift" ancien
>42 900	GSC-524	rivière Stewart	63°30,2'	137°16'	bois	Lowdon et Blake, 1968	âge minimal de la Glaciation de Reid
>46 400[12]	Y-1355	ruisseau Silver	61°00'	138°19'	débris végétaux	Denton et Stuiver, 1967	Drift de Shakwak
>46 580[5]	GSC-331	Mayo	63°36'	135°56'	bois	Dyck et al., 1966	âge minimal de la Glaciation de Reid
>49 000[12]	Y-1486	ruisseau Silver	61°00'	138°19'	tourbe	Denton et Stuiver, 1967	Drift d'Icefield
>49 000[7]	GSC-2094-2	vallée de Coquitlam	49°18,8'	122°46,8'	bois	Lowdon et al., 1977	Formation de Cowichan Head?
>51 000	GSC-94-2	Cowichan Head	48°34'	123°22'	bois	Fulton et Halstead, 1972	Drift de Dashwood
>52 000	GSC-3151-2	île Graham	53°39,7'	131°54,3'	tourbe	Blake, 1982	âge minimal de l'avant-dernière glaciation
>53 900[5]	GSC-527	ruisseau Hunker	63°58'	138°57'	bois	Lowdon et Blake, 1968	âge minimal de la glaciation intermédiaire
>62 000[11]	QL-194	Mary Hill	49°13,8'	122°46,5'	bois	Armstrong et Hicock, 1976	Drift de Semiahmoo

1 Laboratoires : GaK — Gakushuin University; GSC — Commission géologique du Canada; GX – Geochron Laboratories; I — Teledyne Isotopes; L — Lamont; NMC – Musées nationaux du Canada (travaux de spectrographie de masse par accélérateur entrepris pour les Musées nationaux du Canada par Énergie atomique du Canada Ltée); QL – Quaternary Isotope Laboratory; Y – Yale.

2 voir la figure 1-32.

3 voir la figure 1-31.

4 voir la figure 1-30.

5 voir la figure 1-26.

6 Contamination possible par du carbone inerte.

7 voir la figure 1-18.

8 voir la figure 1-27.

9 voir la figure 1-20.

10 voir la figure 1-19.

11 voir la figure 1-17.

12 voir la figure 1-28.

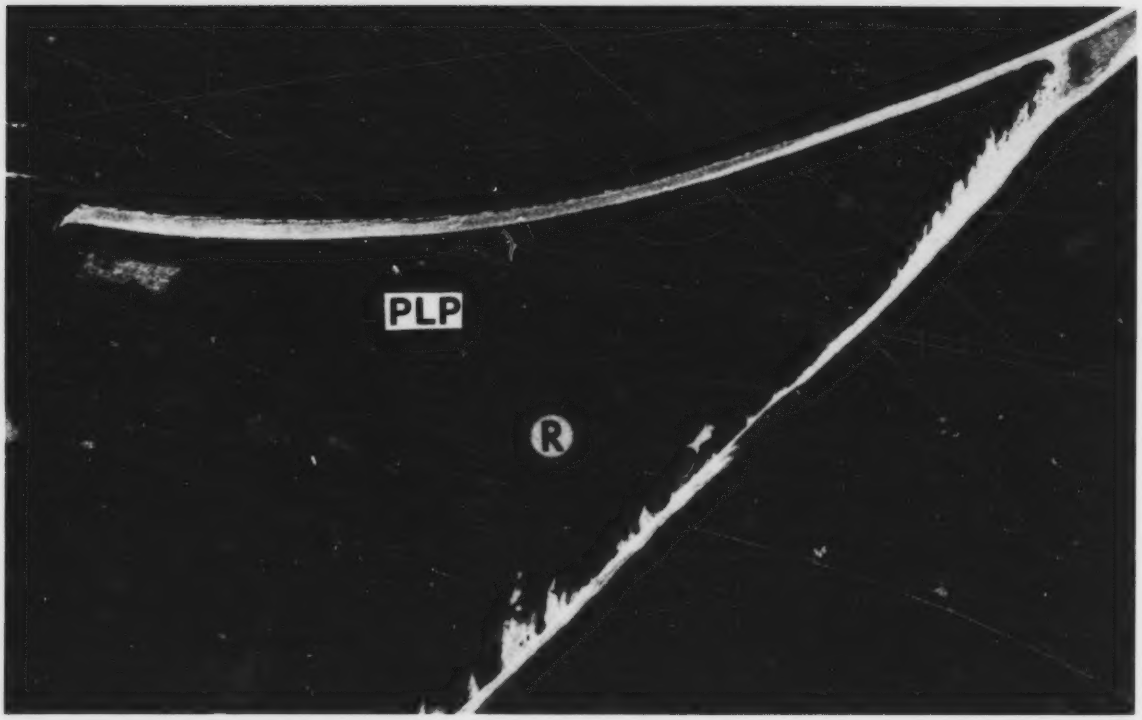


Figure 1.16. Plaine soulevée couverte de levées de plage (PLP) et flèches recourbées (R) plus anciennes dans le coin nord-est de l'île Graham, en Colombie-Britannique. Ces formes ont été construites au cours d'une régression marine datant de l'Holocène moyen et supérieur. Province de la Colombie-Britannique BC5630-198.

Colombie-Britannique

J.M. Ryder et J.J. Clague

D'épais sédiments quaternaires représentant plusieurs intervalles glaciaires et non glaciaires se trouvent dans certaines vallées et basses terres de la Colombie-Britannique ainsi que sur la plate-forme continentale. Ils sont très fréquents là où l'écoulement glaciaire était perpendiculaire à l'axe des vallées, où des buttes rocheuses ont protégé de l'érosion les régions aval et où l'écoulement glaciaire était lent, comme dans certaines basses terres près de la limite de l'Inlandsis de la Cordillère et dans certaines vallées près de son centre.

En Colombie-Britannique, les relations stratigraphiques et les caractéristiques internes des unités sédimentaires quaternaires sont complexes. Il y a eu plusieurs cycles de remblaiement et d'excavation complète ou partielle dans les vallées et basses terres, et des sédiments jeunes sont donc souvent emboîtés dans des sédiments plus vieux ou recouvrent d'une mince couche un paysage irrégulier, plus ancien. Les sédiments jeunes sont typiquement remaniés à partir des matériaux quaternaires plus anciens, et des unités d'âge différent dans une même région peuvent donc se ressembler physiquement. Par contre, chaque unité peut présenter des changements soudains de faciès qui sont attribuable à la variabilité locale des milieux sédimentaires dans un terrain accidenté. En général, il n'est donc pas possible de corréler des unités stratigraphiques discontinues en se fondant sur leurs propriétés physiques. La corrélation sûre des principales unités glaciaires et non glaciaires d'une vallée à l'autre et d'une région à l'autre dépend donc largement de la datation au ^{14}C ou de la présence de couches de téphra datées.

En Colombie-Britannique, la plupart des études stratigraphiques quaternaires ont été effectuées dans le sud de la province. Des chronologies ont été établies et la figure 1-17 présente de façon sommaire les noms locaux donnés aux principales unités stratigraphiques (voir aussi Fulton et al., 1984). Les données les plus complètes proviennent des basses terres du Fraser, près de Vancouver, où trois grandes glaciations et trois intervalles non glaciaires ont été identifiés (Armstrong, 1981). Deux grandes glaciations et trois intervalles non glaciaires ont été décrits à plusieurs endroits, par exemple dans l'est de l'île de Vancouver (Fyles, 1963) et le centre sud de la Colombie-Britannique (Fulton et Smith, 1978). Les sédiments glaciaires du Wisconsinien supérieur et les dépôts postglaciaires abondent partout dans la province.

Ryder, J.M. et Clague, J.J.
1989: Colombie-Britannique (Stratigraphie et histoire du Quaternaire, Inlandsis de la Cordillère). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Glaciations anciennes

La Colombie-Britannique a été englacée au cours du Pléistocène moyen et inférieur et probablement aussi au Tertiaire supérieur. Le volcan du pic Anahim, sur le plateau de Chilcotin, aurait fait éruption dans un glacier ou à proximité durant le Miocène supérieur ou le Pliocène. Au mont Edziza, dans le nord- ouest de la province, du till et des sédiments fluvioglaciaires contenant des clastes allochtones sont interstratifiés entre des coulées de laves et des dépôts pyroclastiques datant de 3 ou 4 Ma (Souther et al., 1984). À Dog Creek, sur le plateau de Cariboo, du till, des sédiments proglaciaires et un pavage glaciaire datent d'environ 1,2 Ma (Mathews et Rouse, 1986). Des tuyas et autres formes volcaniques juxtaglaciaires dans la région de la rivière Clearwater, dans le centre est de la Colombie-Britannique, datent d'au moins 0,3 Ma (Hickson et Souther, 1984). Enfin, dans le Grand Canyon de la rivière Stikine, des laves basales datées à environ 0,4 Ma (P.B. Read, Geotex Consultants Ltd., communication personnelle, 1983) reposent sur des surfaces rocheuses décapées par l'érosion glaciaire et sur des graviers fluvioglaciaires qui contiennent des clastes dérivés de la chaîne Côtière, à l'ouest (Kerr, 1948).

Les dépôts glaciaires du Pléistocène inférieur et moyen affleurent rarement ailleurs que dans les régions volcaniques, en partie parce que la plupart de ces dépôts se trouvent sous le niveau de base actuel. Toutefois, dans le sud de l'île de Vancouver et dans les basses terres du Fraser, des sédiments glaciaires affleurent sous des dépôts non glaciaires sangamoniens ou plus anciens (Armstrong, 1975, 1981; Hicock et Armstrong, 1983). Dans les basses terres du Fraser, ces vieux dépôts glaciaires constituent le Drift de Westlynn et se composent d'un complexe de till et de sédiments glaciomarins, fluvioglaciaires et glaciolacustres (?) qui sont similaires aux matériaux trouvés dans des unités de sédiments glaciaires plus jeunes. Des dépôts corrélatifs ou plus anciens pourraient exister ailleurs en Colombie-Britannique. Par exemple, Armstrong et Leaming (1968) ont constaté la présence de trois ou quatre nappes de till dans le centre de la province et Ryder (1976) a identifié deux tills sous les sédiments de la Glaciation de Fraser, le long du fleuve Fraser, au nord de Lillooet.

Intervalles non glaciaires anciens

À l'extérieur des régions volcaniques, les plus vieux dépôts pléistocènes non glaciaires connus en Colombie-Britannique se trouvent dans les basses terres du Fraser (Armstrong, 1975, 1981; Hicock et Armstrong, 1983). Retrouvés uniquement dans des sondages, ils se composent de plus de 60 m de sable et de silt; ils sont sous-jacents au Drift de Westlynn et antérieurs au Sangamonien.

Des dépôts pouvant dater du Sangamonien n'ont été décrits qu'à quelques endroits. Dans les basses terres du Fraser, les Sédiments de Highbury se composent de matériaux fluviatiles, deltaïques, marins et organiques, principalement du sable et du silt. Les sédiments deltaïques et marins passent vers le haut à des sédiments fluviatiles, ce qui témoigne de la progradation de plaines alluviales, processus qui s'est répété au cours des intervalles non glaciaires ultérieurs. Dans le sud de l'île de Vancouver, la Formation de Muir Point date au moins du Sangamonien et pourrait être corrélative des Sédiments de Highbury; elle se compose de gravier, de sable, de silt, de tourbe et de diamicton, vraisemblablement déposés sous forme d'alluvions et de colluvions dans une plaine alluviale côtière (Hicock et Armstrong, 1983; Alley et Hicock, 1986). Le stratotype a plus de 30 m d'épaisseur et est surmonté en discordance par des sédiments non glaciaires du Wisconsinien moyen et des sédiments glaciaires du Wisconsinien supérieur.

Des graviers et des sables fluviatiles, fortement oxydés et contenant des fragments de bois et des blocs de tourbe et de marne, existent sous le till le plus ancien dans le sillon des Rocheuses du Nord (Rutter, 1976, 1977). Ils ont souvent plus de 15 m d'épaisseur et sont trop anciens pour être datés au ^{14}C. Ils pourraient être corrélatifs des Sédiments de Highbury ou de la Formation de Muir Point.

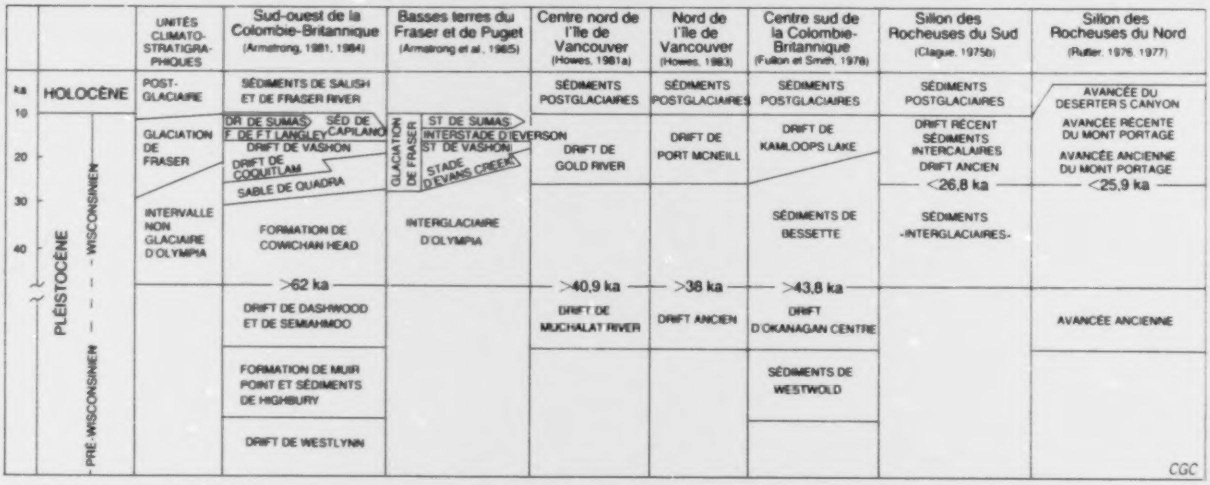


Figure 1.17. Stratigraphie et chronologie des événements et dépôts quaternaires de la Colombie-Britannique. Une chronologie différente des événements quaternaires du sillon des Rocheuses du Nord a été proposée par Bobrowsky et al. (1987).

Dans le sud de la Colombie-Britannique, deux unités stratigraphiques bien définies, qui reposent sous du till de l'avant-dernière glaciation, témoignent peut-être de la transition de l'étage sangamonien à l'étage wisconsinien; elles pourraient cependant être antérieures au Sangamonien. Les Sédiments de Mapleguard, qui affleurent à la base de certaines falaises littorales dans l'est de l'île de Vancouver, se composent principalement de sables et de silts stratifiés et d'un peu de gravier d'origine fluviatile ou encore deltaïque ou marine (Fyles, 1963; Hicock, 1980). Leur lien avec la Formation de Muir Point est inconnu, mais d'après Hicock et Armstrong (1983), ils sont plus jeunes et en seraient donc stratigraphiquement distincts. Les Sédiments de Mapleguard pourraient avoir une origine strictement non glaciaire, mais il s'agit plus probablement de dépôts d'épandage fluvioglaciaire mis en place au début de l'avant-dernière glaciation. Les Sédiments de Westwold, qui sont probablement corrélatifs des Sédiments de Mapleguard, affleurent en deux endroits du centre sud de la province (Fulton et Smith, 1978). Le stratotype se compose de 16,5 m de sable graveleux à stratification oblique, sur lequel repose 1,8 m de sable, de silt, d'argile et de marne. Des structures ressemblant à des remplissages de fentes de glace existent près du sommet de l'unité de sable graveleuse et semblent indiquer la présence de pergélisol à un moment quelconque vers la fin de la mise en place des Sédiments de Westwold. Cependant, dans l'unité supérieure de sédiments fins peu épais, l'absence de ces formes et la présence de coquilles de mollusques, d'empreintes végétales, de coléoptères, et de fragments d'os de bisons, de poissons, et de rongeurs suggèrent que le climat s'est réchauffé par la suite.

Avant-dernière glaciation

En Colombie-Britannique, des sédiments de l'avant-dernière glaciation ont été identifiés presque partout où ont été faits des travaux stratigraphiques détaillés; toutefois, ces sédiments ont été essentiellement retrouvés dans les grandes vallées et les basses terres côtières (fig. 1-18).

Dans l'île de Vancouver et la partie intérieure de la province, ces dépôts se composent d'un till unique compris entre des sédiments stratifiés. Par exemple, le Drift d'Okanagan Centre dans le centre sud de la Colombie-Britannique comprend un till, une unité sous-jacente de silt glaciolacustre et de gravier fluvioglaciaire, et une unité sus-jacente de silt glaciolacustre et d'un peu de gravier fluvioglaciaire et de gravier de plage (Fulton et Smith, 1978). Une succession similaire a été trouvée ailleurs dans le sud de la région intérieure (Ryder, 1976, 1981b) et dans le sillon des Rocheuses du Nord (Rutter, 1976, 1977). Le Drift de Muchalat River est mal exposé dans le centre nord de l'île de Vancouver où il comprend un till recouvert de silt glaciolacustre (Howes, 1981a). Le long de la côte, ce till surmonte des silts et argiles glaciomarins fossilifères (Howes, 1983). Dans l'est de l'île, au sud de la région étudiée par Howe, le Drift de Dashwood se compose de till et d'une unité sus-jacente de silt et de sable silteux glaciomarins (Fyles, 1963). D'après Hicock et Armstrong (1983), les Sédiments de Mapleguard ont une origine glaciaire et font partie du Drift de Dashwood.

Les sédiments de l'avant-dernière glaciation (Drift de Semiahmoo) semblent être plus complexes dans les basses terres du Fraser qu'ailleurs. Ce « drift » comprend au moins deux tills, avec des sédiments interstratifiés d'origine glaciomarine, fluvioglaciaire et peut-être glaciolacustre (Armstrong, 1975; Hicock et Armstrong, 1983). Certains des matériaux « fluvioglaciaires » se sont accumulés en milieu subaquatique sous forme de cônes et deltas proglaciaires. La complexité de l'unité est attribuable aux fluctuations de glaciers débouchant dans la mer durant le retrait de l'avant-dernière glaciation. Les drifts de Semiahmoo et de Dashwood ont une nature et une complexité semblables à celles des sédiments glaciaires du Wisconsinien supérieur dans la même région; dans le détroit de Georgia, le style de déglaciation a donc probablement été similaire au cours des deux dernières périodes glaciaires.

Intervalle non glaciaire d'Olympia

Les sédiments attribués à l'Intervalle non glaciaire d'Olympia (ou Interglaciaire d'Olympia) abondent dans le sud de la Colombie-Britannique et affleurent localement dans le centre et le nord de la province. Ils se sont accumulés au cours d'une longue période non glaciaire qui a précédé la Glaciation de Fraser (Wisconsinien supérieur).

La Formation de Cowichan Head s'étend dans les basses terres adjacentes au détroit de Georgia (Armstrong et Clague, 1977). Le membre inférieur marin, composé principalement de sable et de silt-argile, repose en concordance sur les sédiments glaciomarins de Dashwood et de Semiahmoo qui ont été déposés durant le passage des milieux glaciaires aux milieux non glaciaires à la fin de l'avant-dernière glaciation. Le membre supérieur se compose de couches interstratifiées de gravier, de sable et de silt d'origine fluviatile et estuarienne, riches en débris organiques. Le membre marin a une extension plus limitée que le membre supérieur terrestre dans la région, mais il pourrait occuper de grandes étendues au fond du détroit de Georgia; là où le membre marin est absent, les sédiments du membre supérieur de Cowichan Head reposent sur une surface d'érosion irrégulière, formée sur des dépôts glaciaires plus anciens. La formation a moins de 10 m d'épaisseur dans la plupart des affleurements et est beaucoup moins épaisse que les unités glaciaires sus-jacentes et sous-jacentes.

La mise en place de la Formation de Cowichan Head a probablement commencé pendant que le niveau marin relatif s'abaissait à la fin de la Glaciation de Semiahmoo. En de nombreux sites côtiers, les environnements marins peu profonds ont été progressivement remplacés par des environnements estuariens et fluviaux, à mesure que les cours d'eau progradaient ou parcouraient le fond marin en émersion. Les sédiments supérieurs de la Formation de Cowichan Head se sont accumulés dans les lits mineurs et majeurs et dans des marécages sur des plaines alluviales côtières, et peut-être aussi dans des bancs, des dunes, des lagunes et des marais le long de côtes deltaïques en progradation (Fyles, 1963; Armstrong et Clague, 1977). La fin de la sédimentation non glaciaire est marquée par le dépôt des épandages fluvioglaciaires du Sable de Quadra, provenant des glaciers en progression au début de la Glaciation de Fraser.

Les Sédiments de Bessette, dans le centre sud et le sud-est de la Colombie-Britannique, sont contemporains de la Formation de Cowichan Head (Fulton, 1968; Fulton et Smith, 1978). Ils se composent principalement de matériaux fluviatiles, deltaïques, lacustres et colluviaux, mis en place dans un milieu physiographique similaire à celui

qui existe de nos jours dans la partie intérieure du sud de la province. Le stratotype, dans une coupe le long du ruisseau Bessette, près de Lumby, comprend 22 m de gravier, de sable et de silt fluviatiles interstratifiés qui contiennent des débris végétaux et deux couches de téphra. Ils sont recouverts, en contact franc, par des silts laminés déposés lorsque les glaciers de la Glaciation de Fraser ont endigué le réseau hydrographique régional. Au ruisseau Meadow, dans le sud-est de la Colombie-Britannique, une autre coupe dans les Sédiments de Bessette montre la grande variété des matériaux datant de l'Intervalle d'Olympia dans la partie intérieure du sud de la province (fig. 1-19). Ici, les Sédiments de Bessette couvrent une surface inclinée formée sur le Drift d'Okanagan Centre, et se composent (1) de minces sédiments colluviaux et éoliens contenant des débris organiques et des horizons pédologiques bien développés, et (2) de gravier, de sable et de silt fluviatiles qui contiennent au moins une couche de téphra, des débris végétaux et des lits de tourbe. La séquence fluviatile, qui couvre un intervalle stratigraphique d'environ 15 m, est interdigitée avec les sédiments colluviaux et éoliens (1 à 2 m d'épaisseur) ou leur est superposée. En certains sites du centre sud de la province, les Sédiments de Bessette comprennent de grandes épaisseurs (jusqu'à 100 m) de sables et de silts d'origine probablement deltaïque.

Des milieux sédimentaires modernes, analogues à ceux des Sédiments de Bessette, existent dans les vallées du sud de la Colombie-Britannique (Fulton, 1975a; Fulton et Smith, 1978): les chenaux de presque tous les cours d'eau contiennent des graviers et des sables avec des structures de creusement et remblaiement; les sédiments plus fins s'accumulent sur plusieurs plaines alluviales, au front de deltas et ailleurs au fond des lacs; des sols et des collu-

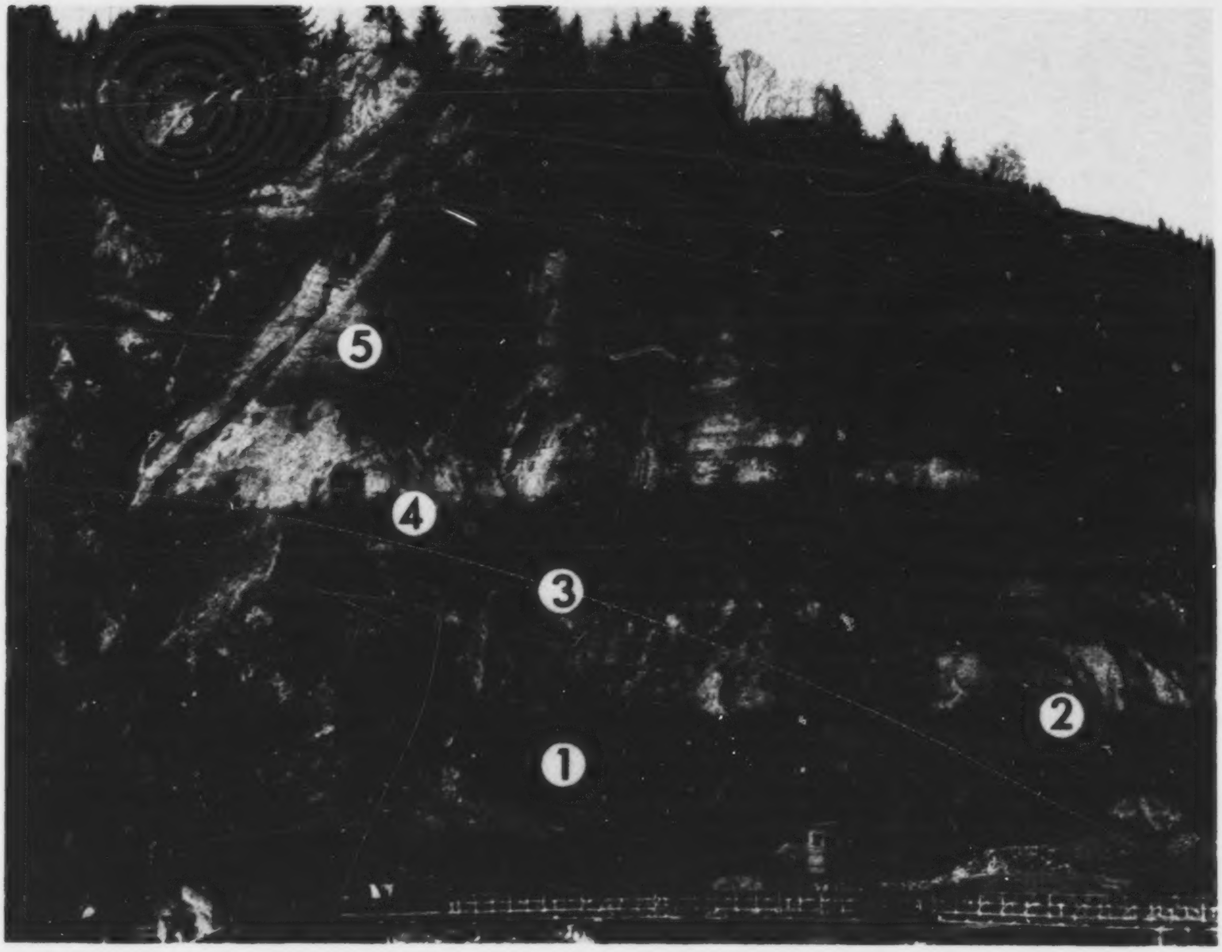


Figure 1.18. Coupe dans la vallée de la rivière Coquitlam, sud-ouest de la Colombie-Britannique. Le gravier fluvioglaciaire de l'avant-dernière glaciation (1) est recouvert successivement d'une mince couche de sable et de silt de la Formation de Cowichan Head (2), de sédiments fluviatiles ou fluvioglaciaires à granoclassement inverse (3), de till de la Glaciation de Fraser (4), et de sédiments sableux et graveleux d'épandage subaquatique(?) de la Glaciation de Fraser (5). La datation au ^{14}C d'échantillons de bois provenant des unités 2, 4 et 5 a donné respectivement des âges de >49 000 BP, de 21 500 ± 240 BP et de 21 700 ± 130 BP (GSC-2094- 2, GSC-2536, GSC-2416; tableau 1-2).

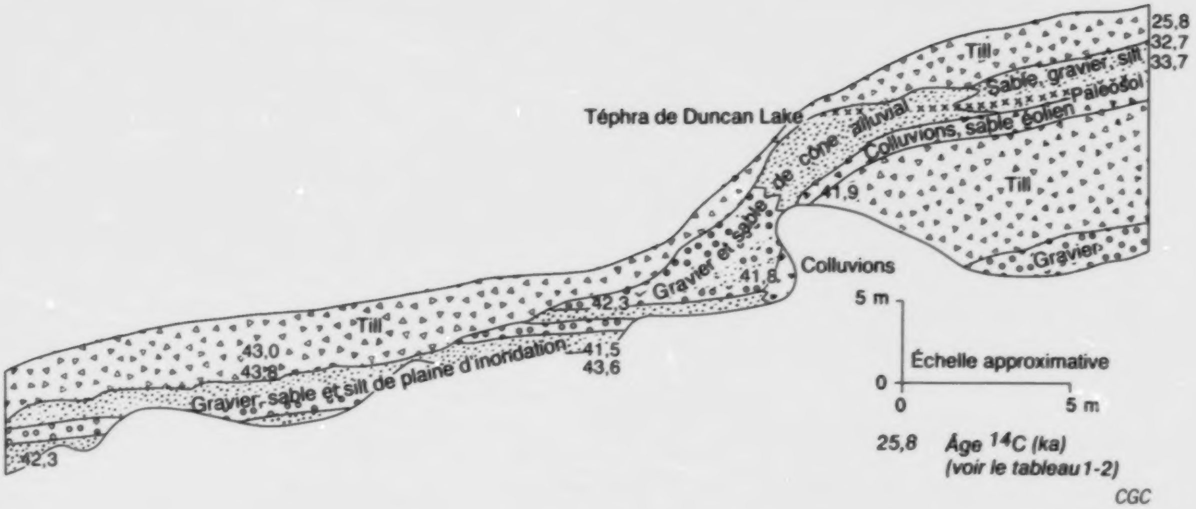


Figure 1.19. Coupe près du ruisseau Meadow, dans le sud-est de la Colombie- Britannique, montrant divers sédiments non glaciaires du Wisconsinien moyen (Sédiments de Bessette, en grisé) intercalés entre deux couches de till (adapté de Fulton, 1975b, fig. I-1).

vions tapissent les versants de vallées. Cependant, la situation actuelle n'est pas entièrement analogue à celle de l'Intervalle non glaciaire d'Olympia, car les dépôts fluviatiles holocènes d'épaisseur comparable à celle des dépôts d'Olympia sont rares dans les vallées de l'Intérieur. La plupart des cours d'eau de la région se sont encaissés dans les vallées durant l'Holocène et ont maintenant plus ou moins atteint leur profil d'équilibre. Par contre, les Sédiments de Bessette témoignent en partie d'un alluvionnement important des grands cours d'eau du sud de la province au cours de l'Intervalle d'Olympia. Selon Fulton (1975a), l'alluvionnement a eu lieu à la fin de l'intervalle, probablement par suite des changements climatiques annonçant le début de la Glaciation de Fraser. Le niveau de base s'est haussé et il y a eu accumulation de sédiments fluviatiles et lacustres jusqu'à des niveaux atteignant 180 m au-dessus du fond des vallées actuelles.

Cette phase tardive d'alluvionnement suivait une période pendant laquelle les cours d'eau avaient atteint l'équilibre ou s'encaissaient dans leurs vallées. Cette période pourrait comprendre presque tout l'Intervalle non glaciaire d'Olympia, car à de nombreux endroits où il existe des sédiments de l'avant-dernière glaciation et de la Glaciation de Fraser, l'intervalle n'est représenté que par une discordance, par exemple dans le nord de l'île de Vancouver (Howes, 1981a, 1983) et dans la vallée de la rivière Thompson, près d'Ashcroft (Ryder, 1976). Ici encore, la comparaison avec les conditions actuelles suggère que l'érosion était le processus dominant dans de nombreuses vallées au cours de l'Intervalle non glaciaire d'Olympia.

Des sédiments datant de l'Intervalle d'Olympia ont été notés à quelques endroits dans le centre et le nord de la province, mais ils ont été moins bien étudiés que dans le sud de la Colombie-Britannique. Les sédiments lacustres au lac Babine (Harington et al., 1974), les sédiments intercalés entre des tills dans le sillon des Rocheuses du Nord (Rutter, 1976, 1977) et près d'Atlin (Miller, 1976), et les graviers et sables fluviatiles affleurant dans les berges de la rivière de la Paix et de ses affluents près de Fort St. John (Mathews, 1978), ont vraisemblablement été déposés au cours de cet intervalle non glaciaire. Les sédiments fluviatiles trouvés à proximité de Fort St. John pourraient dater de la transition de l'Intervalle non glaciaire d'Olympia à la Glaciation de Fraser, car ils sont surmontés en concordance par des silts et argiles glaciolacustres accumulés dans des lacs de barrage glaciaire que l'Inlandsis laurentidien en progression avait créés. La mise en place des sédiments fluviatiles suivait une période d'érosion pendant laquelle la rivière de la Paix et ses affluents avaient creusé des tranchées de dimension comparable à celle des tranchées des vallées modernes de la région. Cette séquence d'érosion puis d'alluvionnement fluvial est identique à celle proposée pour de nombreuses vallées du sud de la Colombie-Britannique durant l'Intervalle non glaciaire d'Olympia (Clague, 1986, 1987).

Glaciation de Fraser

La Glaciation de Fraser représente la dernière période de glaciation continentale en Colombie-Britannique. En général, ses sédiments se composent de till et de matériaux glaciolacustres et fluvioglaciaires sous-jacents et sus-jacents; en outre, des sédiments glaciomarins sont fréquents dans certaines régions côtières. À de nombreux endroits, elle n'a laissé qu'un seul till; ailleurs, il y en a deux ou davantage.

La stratigraphie et la chronologie du début de cette glaciation sont mieux documentées dans le sud-ouest de la province, où une imposante unité de sédiments d'épandage fluvioglaciaire, le Sable de Quadra, a été décrite en détail (fig. 1-20; Clague, 1976, 1977a; Armstrong et Clague, 1977). Déposé par un glacier en progression, le Sable de Quadra est très répandu dans la région du détroit de Georgia, à une altitude inférieure à environ 100 m, et plus haut

dans certaines vallées qui s'étendent jusque dans les montagnes voisines. Il repose sur la Formation de Cowichan Head et les drifts de Semiahmoo et de Dashwood, et il est surmonté par les dépôts plus jeunes de la Glaciation de Fraser, notamment du till. Son épaisseur peut dépasser 50 m et il est composé principalement de sable bien trié à stratification oblique et horizontale. Il contient également un peu de silt et d'argile dans des lits isolés et passe localement à du gravier (par ex., le Gravier de Saanichton de Halstead, 1968). À en juger par les indicateurs de paléocourants et les études de provenance, le sable de Quadra est dérivé en grande partie de la chaîne Côtière méridionale et s'est accumulé sur des plaines d'épandage fluvioglaciaire au front et peut-être en bordure de glaciers qui s'avançaient vers le sud dans le détroit de Georgia et les basses terres de Puget au cours du Wisconsinien supérieur. Déposé dans les chenaux de cours d'eau anastomosés, sur les plaines alluviales adjacentes et au front de deltas progradant en mer, il a été progressivement surmonté par des glaciers et partiellement érodé, ce qui explique son actuelle distribution discontinue. Les âges ^{14}C montrent que le Sable de Quadra est fortement diachrone et que son âge déborde sur celui de la Formation de Cowichan Head (Clague, 1976, 1977a).

Les épais graviers et sables, sous le till dans les vallées de l'Intérieur et décrits dans la section précédente, pourraient être corrélatifs du Sable de Quadra. Leur stratification est horizontale, ils sont bien triés et ils se trouvent normalement bien au-dessus du niveau de base actuel. Bien que certains auteurs aient groupé ces dépôts avec les unités non glaciaires d'Olympia, il s'agirait plutôt de dépôts d'épandage fluvioglaciaire mis en place lors de l'expansion des glaciers au début de la Glaciation de Fraser. Ils passent souvent vers le haut à des silts et argiles, ou sont surmontés en contact franc par ces matériaux, ceux-ci ayant été mis en place dans des lacs endigués par les glaciers en progression ou par des sédiments glaciaires (Clague, 1987).

Dans le bassin de la rivière Stikine, le till déposé durant la Glaciation de Fraser recouvre de vastes étendues de sédiments glaciolacustres épais, accumulés dans un lac formé lorsque les glaciers de la chaîne Côtière ont traversé et obstrué la rivière près de son embouchure. À son maximum, ce lac s'étendait sur au moins 200 à 300 km en amont du barrage glaciaire. Les glaciers actuels atteignent presque le niveau de la rivière dans cette région, et le lac a donc dû être formé au tout début de la Glaciation de Fraser et persister durant des milliers d'années. Des lacs similaires se sont formés dans les bassins d'autres rivières de la chaîne Côtière, comme dans celui de la rivière Skeena (Clague, 1984).

À proximité du centre de l'ancien Inlandsis de la Cordillère, les sédiments de la Glaciation de Fraser comportent généralement un till mis en place au cours d'un seul événement glaciaire. Le till est normalement sus-jacent et sous-jacent à des sédiments stratifiés, fluvioglaciaires ou glaciolacustres. Par exemple, le Drift de Kamloops Lake dans le centre sud de la province peut être subdivisé en trois unités: (1) une unité inférieure stratifiée, mise en place surtout dans des lacs proglaciaires durant l'englaciation; (2) une unité intermédiaire de till; et (3) une unité supérieure stratifiée, déposée sur des plaines alluviales ou

Figure 1.20. Sable de Quadra à Vancouver, en Colombie-Britannique. La partie inférieure de l'unité, plus foncée, contient des interlits de silt et est datée par le ^{14}C entre 26 100 ± 320 BP à la base et 24 400 ± 900 BP au sommet (GSC- 1635, L-502; tableau 1-2).

d'autres surfaces subaériennes et dans des lacs de barrage glaciaire pendant la déglaciation (Fulton, 1975a; Fulton et Smith, 1978). D'autres sédiments de la Glaciation de Fraser présentant cette même stratigraphie tripartite existent ailleurs à l'intérieur de la Colombie-Britannique (Ryder, 1976, 1981b; Clague, 1984) et dans le centre nord de l'île de Vancouver (Howes, 1981a).

À de nombreux endroits, notamment près des marges de l'ancien inlandsis, les sédiments de la Glaciation de Fraser sont plus complexes et comportent au moins deux tills. Ainsi, des glaciers de vallée et de piémont en provenance de la chaîne Côtière ont déposé le Drift de Coquitlam dans les basses terres du Fraser au début de la glaciation (Hicock et Armstrong, 1981). Puis, ils se sont retirés au moins de la partie occidentale des basses terres avant 18,7 ka, lorsque des forêts s'y sont établies à nouveau. La réavancée des glaciers au cours du pléniglaciaire a déposé le Drift de Vashon (Armstrong et al., 1965; Hicock et Armstrong, 1985). Durant le Stade de Vashon, le glacier de piémont du détroit de Georgia s'est avancé au sud jusque dans les basses terres de Puget, et à l'ouest jusque dans le détroit de Juan de Fuca; à son maximum, le lobe de Puget s'étendait sur 250 km au sud de la frontière (Waitt et Thorson, 1983). Lors du retrait de ce lobe, divers sédiments glaciomarins ont été déposés dans les basses terres du Fraser, notamment du till, des dépôts d'épandage proglaciaire subaquatique, des silts et argiles glaciomarines plus ou moins caillouteux, ainsi que des graviers et sables littoraux et deltaïques (Formation de Fort Langley et Sédiments de Capilano d'Armstrong, 1981). Le Drift de Sumas (Armstrong, 1981) est l'unité la plus jeune des sédiments de la Glaciation de Fraser dans la région; il se compose de till et de matériaux d'épandage fluvioglaciaire déposés au cours d'une réavancée locale à la fin du Pléistocène.

Le sillon des Rocheuses du Sud contient également les indices d'au moins deux avancées glaciaires au cours de la Glaciation de Fraser (Clague, 1975b). Un till et des graviers fluvioglaciaires se sont déposés sur le fond du sillon au cours d'une première avancée qui a eu lieu après 27 ka. Ce « drift ancien » est surmonté par des sédiments intercalaires composés principalement de sables et de silts glaciolacustres et lacustres (?) mis en place dans un ou plusieurs lacs formés dans le sillon durant un intervalle de retrait glaciaire. Les sédiments intercalaires sont à leur tour surmontés par un « drift récent » qui se compose de deux tills et des matériaux glaciolacustres et fluvioglaciaires associés. Le « drift récent » s'est formé durant deux avancées glaciaires, séparées par un bref interstade au cours duquel le fond du sillon n'a été que partiellement déglacé.

Des avancées multiples ont également eu lieu pendant la Glaciation de Fraser dans le sillon des Rocheuses du Nord, en bordure de la marge orientale de l'Inlandsis de la Cordillère. Rutter (1976, 1977) y a identifié trois avancées au Wisconsinien supérieur: l'avancée ancienne du mont Portage (la plus ancienne et la plus étendue), l'avancée récente du mont Portage et l'avancée de Deserter's Canyon. Elles ont été séparées par des périodes de retrait lors desquelles des sédiments glaciolacustres et fluvioglaciaires ont été déposés sur le fond du sillon. Toutefois, cette interprétation a été récemment contestée par Bobrowski et al. (1987), selon lesquels l'avancée ancienne du mont Portage daterait du Wisconsinien inférieur, l'avancée de Deserter's Canyon serait inexistante et le seul événement du Wisconsinien supérieur dans cette région serait l'avancée récente du mont Portage.

Des réavancées glaciaires mineures, datant de la fin de la Glaciation de Fraser, comme celle de Sumas, ont été identifiées à plusieurs endroits en Colombie-Britannique. Par exemple, Alley et Chatwin (1979) ont présenté quelques preuves d'une résurgence des glaces dans le détroit de Juan de Fuca et la partie adjacente du sud de l'île de Vancouver durant la déglaciation. Dans la chaîne Côtière, près de Terrace, Armstrong (1966) a trouvé des indices stratigraphiques d'une réavancée locale à la fin de la Glaciation de Fraser (voir aussi Clague, 1985). La plupart de ces réavancées ont eu lieu à des moments différents et étaient sans doute contrôlées par des facteurs locaux plutôt que par des variations climatiques régionales ou globales (Clague, 1981).

La distribution des différents types de formations en surface et leurs liens avec les formes sous-glaciaires, proglaciaires et juxtaglaciaires permettent de reconstituer la séquence et le schéma des événements à la fin de la Glaciation de Fraser en Colombie-Britannique. Fulton (1967) a utilisé cette méthode pour documenter la déglaciation dans le centre sud de la province; il a montré qu'elle s'est largement effectuée par fonte sur place, accompagnée de la stagnation et du retrait du front glaciaire. Les hautes terres, déglacées en premier, ont subdivisé l'inlandsis en une série de langues de vallée qui se sont retirées en fonction des conditions locales.

Au cours de la déglaciation, des lacs de barrage glaciaire et de barrage morainique se sont formés dans les vallées et les basses terres et ont piégé de grandes quantités de sédiments fins (fig. 1-21). Les lacs les plus vastes se trouvaient dans le centre et le centre sud de la province (Mathews, 1944; Armstrong et Tipper, 1948; Fulton, 1965, 1969; Tipper, 1971a). Certains sont connus en détail grâce à l'étude des paléo-rivages, des exutoires, des dépôts glaciolacustres et des formes juxtaglaciaires (fig. 1-22). Plusieurs lacs plus petits existaient ailleurs durant la déglaciation, par exemple dans certaines parties du sillon des Rocheuses et des vallées adjacentes (Clague, 1975b; Rutter, 1976, 1977; Ryder, 1981a), dans la vallée de la rivière Bulkley (Clague, 1984) et dans le nord de l'île de Vancouver (Howes, 1981a, 1983).

Postglaciaire

Au cours de la déglaciation et juste après, il y a eu rétablissement du système fluvial dans les régions tapissées de sédiments glaciaires, sur le fond d'anciens lacs glaciaires et sur les basses terres côtières émergées par isostasie. Des lacs ont subsisté dans certains bassins fermés par des sédiments glaciaires et dans des bassins antérieurement occupés par de la glace stagnante.

La déglaciation a déclenché une période de redistribution des matériaux glaciaires par les cours d'eau et les mouvements de masse, et ces processus se sont poursuivis durant l'Holocène (c.-à-d. « sédimentation paraglaciaire »; Church et Ryder, 1972; Jackson et al., 1982). Les glissements de terrain et le ruissellement ont enlevé des sédiments fraîchement déglacés sur les versants et les ont transportés plus bas. D'immenses cônes alluviaux et torrentiels se sont édifiés et les cours d'eau ont alluvionné dans les vallées. Le réseau fluvial a transporté une grande partie des débris fins provenant de l'érosion des sédiments glaciaires, et a ainsi contribué à la croissance rapide de deltas lacustres et marins (Clague et al., 1983).

La sédimentation paraglaciaire commençait localement dès que la glace se retirait. Dans un premier temps, les processus étaient rapides, en raison de l'abondance des eaux de fonte et de l'absence de la végétation; par la suite, ils ont progressivement ralenti avec la stabilisation des versants et la réduction des apports de sédiments glaciaires. Le téphra de Mazama est communément présent dans les 2 ou 3 mètres supérieurs des cônes torrentiels dans le sud de la Cordillère canadienne, et la majeure partie de la sédimentation a donc eu lieu avant 6,8 ka (Ryder, 1971).

La sédimentation éolienne a principalement eu lieu à la toute fin du Pléistocène et au début de l'Holocène (Fulton, 1975a). Durant la déglaciation, le vent a arraché du silt et de l'argile aux surfaces non végétalisées, notamment les plaines alluviales, et les a déposés sous forme de loess dans des régions abritées. Des dunes se sont formées partout où les sables abondaient. L'accumulation de loess et la construction de dunes ont diminué considérablement après la formation d'un couvert végétal sur les surfaces dénudées.

L'alluvionnement causé par les effets paraglaciaires a été suivi d'une phase d'érosion à mesure que les apports sédimentaires diminuaient. Les cours d'eau se sont encaissés dans les sédiments paraglaciaires et les dépôts plus anciens, formant ainsi des terrasses et des cônes alluviaux disséqués. C'est ainsi que plusieurs cours d'eau actuels de la Colombie-Britannique se sont encaissés dans de larges vallées comblées de sédiments. Par exemple, le fleuve Fraser et la rivière Thompson occupent localement des tranchées creusées jusqu'à 300 m sous le niveau du fond des vallées tardiglaciaires (fig. 1-5; Ryder, 1971).

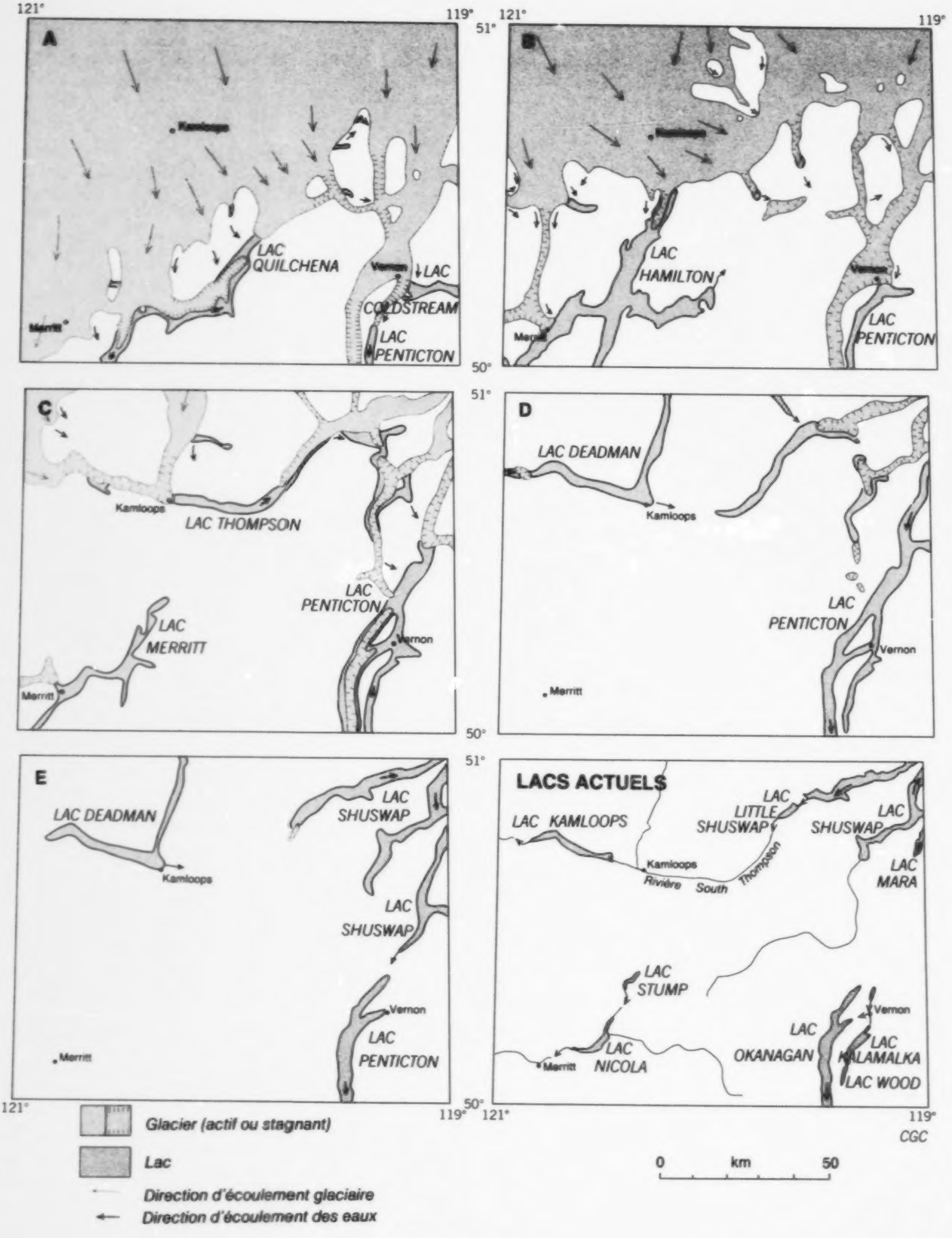
Cette période d'érosion et de creusement a pris fin au cours de l'Holocène moyen et supérieur, lorsque les cours d'eau avaient presque atteint leur niveau actuel. Depuis, la plupart des réseaux fluviaux sont demeurés plus ou moins en équilibre dynamique; les alluvions holocènes sous les plaines alluviales sont donc peu épaisses. Cependant, durant l'Holocène supérieur, des torrents issus des glaciers actuels ont déposé d'épais sédiments d'épandage fluvioglaciaire dans certaines vallées de montagne

Les cônes alluviaux, les deltas et les bassins en eaux profondes (lacustres et marins) ont été les principaux sites de la sédimentation holocène en Colombie-Britannique. Divers sédiments se sont accumulés ailleurs durant cette période, mais la plupart sont peu importants.

Chronologie et corrélation

Dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, toutes les unités sous-jacentes à la Formation de Cowichan Head

Figure 1.21. Sédiments glaciolacustres dans la vallée de la rivière Thompson près de Kamloops, en Colombie-Britannique. Ces sédiments ont été déposés sur une période de 100 à 200 ans à la fin de la Glaciation de Fraser (Fulton, 1965). Les couches apparaissant au bas de la photo sont des varves (la personne indiquée par la flèche donne l'ordre de grandeur). 204640-B, 204640.


121°
119°
51°
50°
A
Kamloops
LAC QUILCHENA
Vernon
LAC COLDSTREAM
LAC PENTICTON
Merritt
B
LAC HAMILTON
Vernon
LAC PENTICTON
C
Kamloops
LAC THOMPSON
LAC PENTICTON
Vernon
LAC MERRITT
Merritt
D
LAC DEADMAN
Kamloops
LAC PENTICTON
Vernon
Merritt
E
LAC DEADMAN
Kamloops
LAC SHUSWAP
LAC SHUSWAP
Vernon
LAC PENTICTON
Merritt
LACS ACTUELS
LAC KAMLOOPS
LAC LITTLE SHUSWAP
LAC SHUSWAP
Kamloops
Rivière South Thompson
LAC MARA
LAC STUMP
LAC NICOLA
Merritt
Vernon
LAC OKANAGAN
LAC KALAMALKA
LAC WOOD
CGC
0 km 50
Glacier (actif ou stagnant)
Lac
Direction d'écoulement glaciaire
Direction d'écoulement des eaux

(soit les Sédiments de Highbury, la Formation de Muir Point, le Drift de Semiahmoo et le Drift de Dashwood) ont donné des âges ^{14}C non significatifs, c'est-à-dire au-delà des limites de la méthode (fig. 1-17). Sur la foi de la position stratigraphique relative et des données palynologiques, Hicock et Armstrong (1983) ont suggéré que la Formation de Muir Point aurait été mise en place au cours du Sangamonien et serait alors corrélative de la Formation de Whidbey dans les basses terres de Puget à proximité, laquelle a été datée à environ 100 ka par aminochronologie (Easterbrook et Rutter, 1982). Il existe toutefois un doute quant à l'âge des formations de Muir Point et de Whidbey; d'après Alley et Hicock (1986), la première est soit sangamonienne, soit pré-sangamonienne. La corrélation de la Formation de Muir Point avec les Sédiments de Highbury est en grande partie fondée sur la similarité lithologique et la position stratigraphique des deux unités. Le Drift de Westlynn daterait donc de l'Illinoien (étage 6 de la chronologie isotopique marine) ou d'avant.

L'âge absolu des Sédiments de Westwold, également au-delà des limites de la datation au ^{14}C, est inconnu. Sur la foi de la position stratigraphique relative, Fulton et Smith (1978) ont corrélé cette unité avec les sédiments de Highbury et de Mapleguard; d'après eux, elle date probablement du Sangamonien ou peut-être du Wisconsinien inférieur.

La plupart des auteurs attribuent au sous-étage wisconsinien inférieur l'avant-dernière glaciation en Colombie-Britannique. Toutefois, cette glaciation pourrait dater de l'Illinoien, car les données chronologiques sont peu concluantes. Les drifts de Semiahmoo et de Dashwood, mis en corrélation par Hicock et Armstrong (1983), ont été datés par le ^{14}C à >62 000 ans et à >51 000 ans respectivement (QL-194, GSC-94-2; tableau 1-2). Le Drift de Dashwood pourrait être corrélatif du Drift de Possession, dans les basses terres de Puget, auquel l'aminochronologie sur bois et sur coquilles permet d'attribuer un âge de 50 à 80 ka (Easterbrook et Rutter, 1981). Le Drift d'Okanagan Centre a un âge supérieur à 43 800 ± 800 BP (GSC-740) et est presque certainement corrélatif des drifts de Semiahmoo et de Dashwood.

Un grand nombre d'âges ^{14}C obtenus pour la Formation de Cowichan Head, les Sédiments de Bessette et les dépôts corrélatifs indiquent que l'Interglaciaire d'Olympia a commencé il y a plus de 59 ka et a duré jusqu'au début de la Glaciation de Fraser, entre 25 et 29 ka. Les âges significatifs pour la Formation de Cowichan Head varient de 58 800 +2 900/-2 100 BP à 23 840 ± 300 BP (QL-195, GSC-518; voir aussi Clague, 1980). L'âge des Sédiments de Bessette va de 43 800 ± 800 BP à 19 100 ± 240 BP (GSC-740, GSC-913; Clague, 1980). La datation $^{230}Th/^{234}U$ de spéléothèmes provenant d'une caverne

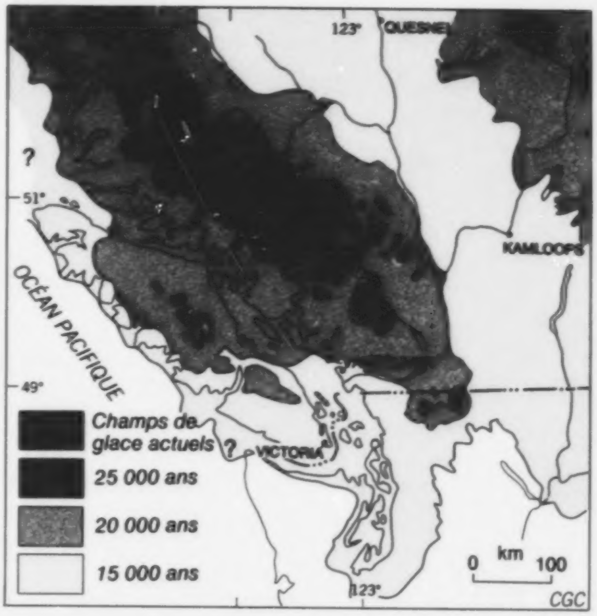


Figure 1.23. Croissance de l'Inlandsis de la Cordillère dans le sud de la Colombie-Britannique et le nord de l'État de Washington durant la Glaciation de Fraser (tiré de Clague, 1981, fig. 3). La carte montre les marges glaciaires approximatives à 25 ka, 20 ka et 15 ka. Les régions non englacées à l'intérieur des limites de l'inlandsis ne sont pas représentées.

située au centre de l'île de Vancouver a fourni des indices indépendants sur la durée de l'Intervalle non glaciaire d'Olympia (Gascoyne et al., 1981). Dans cette caverne, la principale période de croissance des spéléothèmes, soit de 67 ka à 28 ka, correspond au moins à une partie de l'Intervalle d'Olympia. L'intervalle a toutefois peut-être commencé bien avant 67 ka et pourrait inclure une partie ou la totalité du Wisconsinien inférieur. À en juger par la stratigraphie et les âges ^{14}C, les glaciers étaient probablement retranchés dans les régions montagneuses tout au long de l'Intervalle d'Olympia (Fulton et al., 1976; Clague, 1978).

D'après les âges ^{14}C provenant du Sable de Quadra dans la région du détroit de Georgia, le refroidissement climatique qui a marqué la fin de l'Intervalle non glaciaire d'Olympia a peut-être commencé dès 29 ka sur la côte du Pacifique (Clague, 1976, 1977a, 1980; Alley, 1979). La croissance des glaciers a été lente au début de la Glaciation de Fraser et il a fallu des milliers d'années avant que les glaces n'atteignent les basses terres à l'extérieur des principales chaînes de montagnes (fig. 1-23), comme l'indiquent en partie la longue période d'accumulation du Sable de Quadra et la présence de sédiments non glaciaires relativement jeunes sous le till dans certains chaînons du sud de la province. La partie du Sable de Quadra qui est antérieure au Drift de Coquitlam est datée entre 28 800 ± 740 BP et 23 920 ± 400 BP (GSC-95, GSC-59; Clague, 1980). Les âges ^{14}C provenant d'autres sédiments stratifiés sous-jacents au till dans le sud de la Colombie-Britannique indiquent que la plupart des plateaux et des basses terres côtières sont restés libres de glace jusqu'après 21 ka et que

Figure 1.22. Évolution des lacs proglaciaires et retrait glaciaire dans une partie du centre sud de la Colombie-Britannique (adapté de Fulton, 1969, fig. 3). Les cinq premières cartes illustrent diverses étapes du développement des lacs glaciaires dans cette région, dans l'ordre chronologique. La dernière (coin inférieur droit) montre les lacs actuels. L'âge de chaque étape est inconnu, mais la déglaciation de cette région a vraisemblablement commencé vers 11 ou 12 ka, et le réseau hydrographique a acquis sa configuration actuelle avant 9 ka.

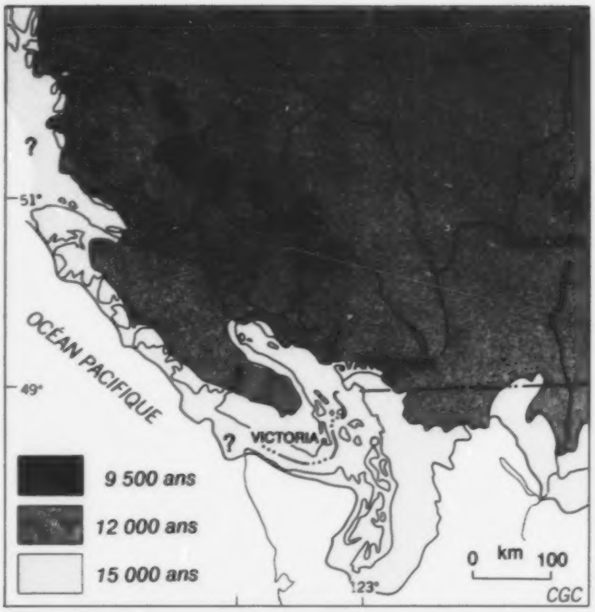


Figure 1.24. Retrait de l'Inlandsis de la Cordillère dans le sud de la Colombie-Britannique et le nord de l'État de Washington à la fin de la Glaciation de Fraser (tiré de Clague, 1983, fig. 5). La carte montre les marges glaciaires approximatives à 15 ka, 12 ka et 9,5 ka. Les régions non englacées à l'intérieur des limites de l'inlandsis ne sont pas représentées.

certaines régions n'ont été englacées que vers 17 ka (Clague et al., 1980). Les données chronologiques sur la croissance de l'Inlandsis de la Cordillère dans le nord de la province sont peu nombreuses. Toutefois, des glaciers en provenance des monts Omineca et des Rocheuses septentrionales ont envahi les basses terres adjacentes après 25 940 ± 380 BP (GSC-573).

Les stades de Coquitlam et de Vashon sont relativement bien datés. Le Drift de Coquitlam est daté à 21 500 ± 240 BP (GSC-2536). L'intervalle de retrait glaciaire séparant les deux stades a duré de 19 ou 20 ka à 18 ka, d'après les âges ^{14}C provenant de lits organiques dans la partie occidentale des basses terres du Fraser. Le lobe de Puget de l'Inlandsis de la Cordillère a atteint son extension maximale vers 14 ou 14,5 ka, et d'autres lobes en marge de la partie sud de l'inlandsis ont probablement atteint leurs limites du Wisconsinien supérieur à peu près en même temps (Waitt et Thorson, 1983). Le lobe de Puget a avancé de 200 à 250 km entre 17 ka et 14,5 ka; la croissance de l'inlandsis a donc été relativement rapide durant cette période.

La décroissance de l'Inlandsis de la Cordillère à la fin de la Glaciation de Fraser a été tout aussi rapide. Les âges ^{14}C provenant de sédiments glaciomarins dans la région du détroit de Georgia et dans le nord de l'île de Vancouver indiquent que la déglaciation avait déjà commencé vers 13 ou 13,5 ka (fig.1-24; Clague, 1980). Les basses terres du Fraser et les fjords du détroit de Georgia étaient complètement déglacés vers 11 ka, à la fin du Stade de Sumas (Armstrong, 1981; Saunders et al., 1987). Dans les régions intérieures du sud de la province, certaines hautes terres ont peut-être été déglacées vers 13 ou 14 ka; les bas plateaux et les vallées intramontagneuses sont demeurés englacés jusque vers 10,5 ou 11 ka (Fulton, 1971; Clague, 1981). Il y avait encore des glaciers vers 10 ka dans la région de Terrace-Kitimat, dans la chaîne Côtière septentrionale (Clague, 1984, 1985), mais à compter de 9,5 ka, dans l'ensemble de la Colombie-Britannique, les glaciers n'étaient pas plus étendus qu'aujourd'hui (Clague, 1981).

Yukon

O.L. Hughes, N.W. Rutter et J.J. Clague

Nos connaissances de l'histoire quaternaire de la partie du Yukon qui a été recouverte par l'Inlandsis de la Cordillère proviennent principalement de l'étude des sédiments et des formes glaciaires; cette section porte donc surtout sur l'histoire glaciaire.

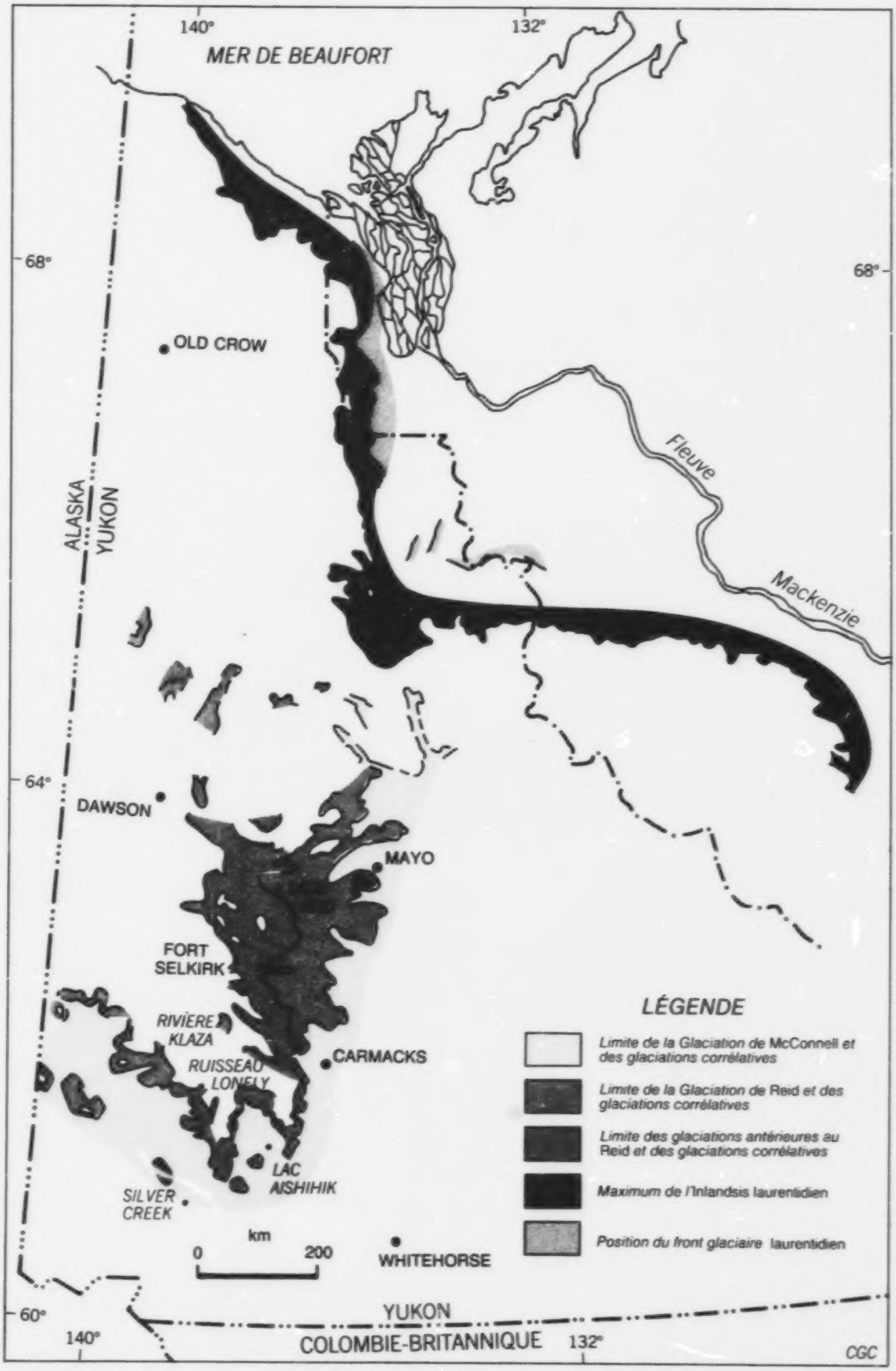
Glaciations anciennes

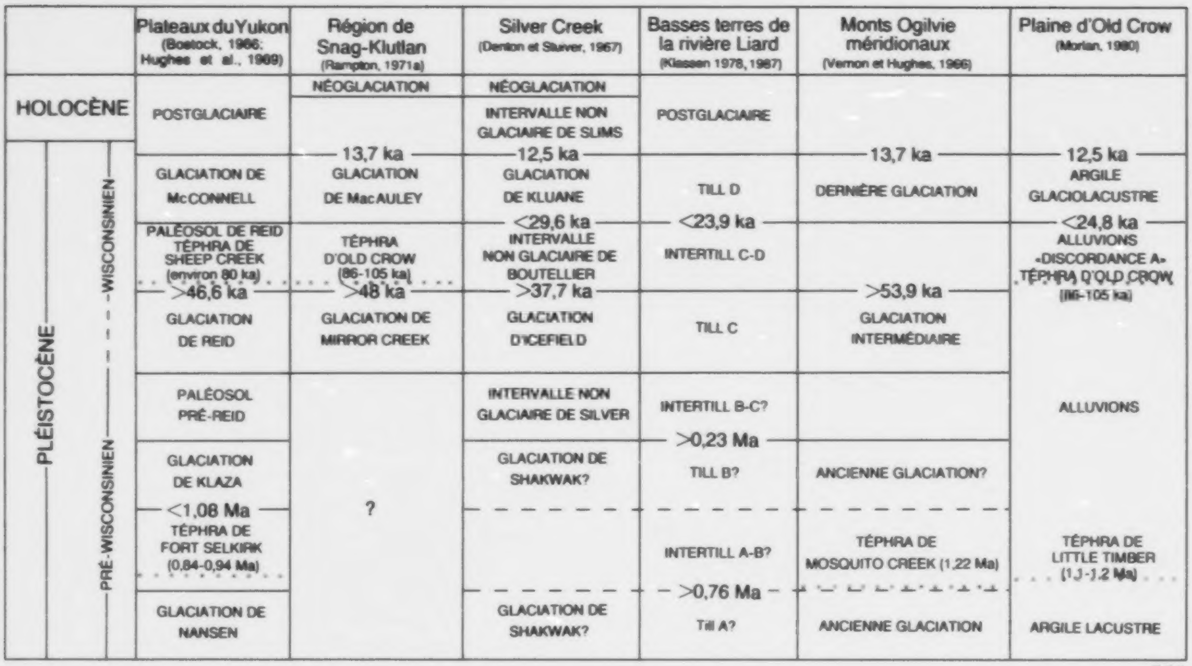
Selon Bostock (1966), l'Inlandsis de la Cordillère s'est avancé à quatre reprises dans le sud et le centre du Yukon, chaque avancée étant moins étendue que la précédente: les glaciations de Nansen (la plus ancienne), de Klaza, de Reid et de McConnell (fig. 1-25, 1-26). Il ne subsiste des deux premières glaciations que très peu de formes reconnaissables, et leurs limites ont été donc mal connues. Par contre, les formes juxtaglaciaires de la Glaciation de Reid ont été relativement bien préservées et celles de la Glaciation de McConnell ont été très bien préservées, ce qui permet d'interpréter à l'aide de photographies aériennes les limites de ces avancées dans une grande partie du Yukon central (Hughes et al., 1969). Il est aussi possible de distinguer les dépôts de Reid et de McConnell de sédiments glaciaires plus anciens grâce à des différences évidentes dans le développement des sols (Hughes et al., 1972; Foscolos et al., 1977; Rutter et al., 1978; Tarnocai et al., 1985). Les sols formés sur les sédiments glaciaires pré-Reid dans les sites bien drainés sont des luvisols avec horizons Bt épais; ceux formés sur le Drift de Reid sont des luvisols modérément évolués, ou des brunisols avec horizons Bm épais. Les sols formés sur le Drift de McConnell sont des brunisols aux horizons Bm peu épais (voir les définitions du Comité canadien de pédologie, 1978).

La Glaciation de Nansen désigne des dépôts de till et de graviers altérés d'origine présumément glaciaire affleurant le long du cours supérieur du ruisseau Nansen et d'autres cours d'eau à l'ouest de Carmacks (Bostock, 1966). Selon Bostock, une glaciation plus récente, celle de Klaza, est mise en évidence par la diversion vers le nord de la tête du ruisseau Lonely, cours d'eau qui s'écoule vers le sud

Hughes, O.L., Rutter, N.W. et Clague, J.J.
1989: Yukon. (Stratigraphie et histoire du Quaternaire, Inlandsis de la Cordillère). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Figure 1.25. Extension maximale des glaciers au Yukon et dans la partie occidentale du district de Mackenzie au cours des diverses glaciations pléistocènes (adapté de Hughes et al., 1983, fig. 2).


MER DE BEAUFORT
140°
132°
68°
68°
64°
60°
140°
132°
OLD CROW
ALASKA
YUKON
Fleuve
Mackenzie
DAWSON
MAYO
FORT SELKIRK
RIVIÈRE KLAZA
RUISSEAU LONELY
CARMACKS
LAC AISHIHIK
SILVER CREEK
WHITEHORSE
km
0
200
YUKON
COLOMBIE-BRITANNIQUE
CGC
LÉGENDE
Limite de la Glaciation de McConnell et des glaciations corrélatives
Limite de la Glaciation de Reid et des glaciations corrélatives
Limite des glaciations antérieures au Reid et des glaciations corrélatives
Maximum de l'Inlandsis laurentidien
Position du front glaciaire laurentidien



CGC

Figure 1.26. Stratigraphie et chronologie des événements et dépôts quaternaires du Yukon.

jusqu'au réseau de la rivière Klaza. Bien qu'il ne soit pas possible de prouver que cette diversion ne date pas de la glaciation plus étendue de Nansen, il existe ailleurs des indices de deux glaciations antérieures à celle de Reid. Par exemple, à Fort Selkirk, au-delà de la limite de la Glaciation de Reid, une séquence de till, de gravier, de sable et de silt formée lors d'une glaciation plus ancienne (Nansen?) est surmontée d'environ 100 m de laves basaltiques. Des stries glaciaires présentes à la surface des coulées de laves datent d'une glaciation ultérieure, probablement celle de Klaza.

Les dépôts des deux glaciations antérieures à celle de Reid affleurent dans les basses terres de la rivière Liard dans le sud-est du Yukon (fig. 1-27; Klassen, 1978, 1987). Le Till A représente la plus ancienne des deux glaciations; il est sus-jacent à des roches volcaniques et des sédiments du Tertiaire (Formation de Liard) et sous-jacent à du sable et du silt épais. La présence d'un deuxième till, le Till B, sous une argile lacustre dense qui contient des débris végétaux et des coquilles de gastéropodes, témoigne d'une glaciation plus récente dans les basses terres de la rivière Liard. Des coulées basaltiques reposent directement sur le Till A, et entre le Till B et l'argile lacustre dense (fig. 1-27).

Dans le sud-ouest du Yukon, touché par les avancées successives de glaciers provenant de la chaîne St. Elias, il n'existe aucun dépôt en surface sur lequel l'évolution pédogénique ou le développement morphologique seraient comparables à ceux des drifts de Nansen ou de Klaza. Cependant, le drift le plus profond des trois qui affleurent le long du ruisseau Silver, près du lac Kluane, est vraisemblablement antérieur à la Glaciation de Reid (fig. 1-28; Denton et Stuiver, 1967). Appelé Drift de Shakwak, il se compose de till et de graviers d'épandage fluvioglaciaire qui sont oxydés sur toute leur épaisseur visible (24 m). Le long du ruisseau Silver, le Drift de Shakwak est sous-jacent à deux unités de sédiments glaciaires plus jeunes, les drifts d'Icefield et de Kluane, dont chacun comprend des unités inférieures et supérieures de graviers d'épandage fluvioglaciaire et au moins un till intercalaire.

Glaciation de Reid

La Glaciation de Reid tire son nom de moraines proéminentes situées au sud et à l'ouest des lacs Reid, dans le Yukon central (Bostock, 1966). Ces moraines marquent la limite d'une avancée de l'inlandsis cordillérien dans la vallée de la rivière Stewart, avancée moins prononcée que celles des glaciations de Nansen et de Klaza. Bien qu'elles soient modifiées par l'érosion et autres phénomènes de versants, les moraines et autres dépôts juxtaglaciaires de la Glaciation de Reid sont normalement reconnaissables sur les photographies aériennes.

Malgré la présence de lacunes, il est possible de suivre les dépôts juxtaglaciaires de la Glaciation de Reid à travers les plateaux du Yukon jusque dans la région de St. Elias, dans le sud-ouest du Yukon, où elles semblent se fondre aux dépôts marquant la limite de la Glaciation de Mirror Creek (Hughes et al., 1969, 1983; Rampton, 1971a).

Le Till C dans les basses terres de la rivière Liard et le Drift d'Icefield au site du ruisseau Silver sont d'autres unités probablement corrélatives de la Glaciation de Reid qui ont été observées en coupe dans le sud du Yukon (fig. 1-27, 1-28). Le Till C repose sur une argile lacustre et est recouvert successivement par l'unité intercalaire C-D et le Till D, qui est le till le plus jeune des basses terres de la rivière Liard. L'unité intercalaire C-D est composée d'une

couche inférieure d'argile, d'une couche intermédiaire de gravier et d'une couche supérieure de silt fossilifère (Silt de Tom Creek) qui contient un assemblage pollinique interstadiaire. Le Drift d'Icefield est surmonté par le Drift de Kluane, qui est le dépôt glaciaire pléistocène le plus jeune du sud-ouest du Yukon.

Glaciation de McConnell

Bostock (1966) a donné le nom de McConnell à une grande crête morainique arquée qui traverse la rivière Stewart environ 18 km au sud-ouest de Mayo. La moraine et les formes connexes peuvent être suivies presque continuellement sur les plateaux du Yukon et délimitent la marge nord-ouest, fortement digitée, qui caractérisait l'Inlandsis de la Cordillère lors du dernier maximum glaciaire (fig. 1-29). La limite glaciaire de McConnell est le prolongement de celle de Macauley, dans la région de St. Elias, dans le sud-ouest du Yukon (Hughes et al., 1969, 1983; Rampton, 1971a). Le Till D et les sédiments fluvioglaciaires qui lui sont associés dans les basses terres de la rivière Liard ainsi que le Drift de Kluane dans la région du lac Kluane, datent également de la Glaciation de McConnell (fig. 1-27, 1-28).

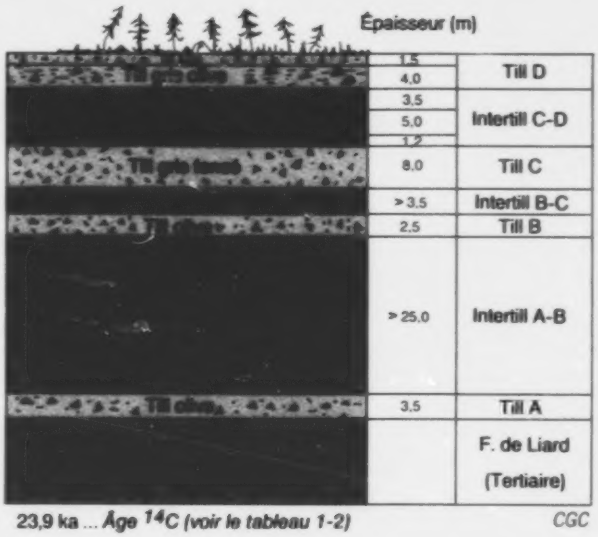


Figure 1.27. Coupe stratigraphique composite du Tertiaire et du Quaternaire, basses terres de la rivière Liard, au Yukon (adapté de Klassen, 1978, fig. 2, et 1987, fig. 14).

Chronologie et corrélation

Quelques données quant à l'âge des glaciations pré-Reid proviennent de coupes situées près de Fort Selkirk et dans les basses terres de la rivière Liard. Le till à la base de la coupe de Fort Selkirk est surmonté par des sédiments stratifiés qui contiennent le téphra de Fort Selkirk et par des coulées de laves dont la surface supérieure est striée; selon Bostock (1966), le till inférieur date de la Glaciation de Nansen ou même d'avant. La datation d'éclats de verre provenant des téphras par la méthode des traces de fission donne des âges de 0,84 ± 0,13 Ma et de 0,86 ± 0,18 Ma, et la datation de zircons par la même méthode donne un âge de 0,94 ± 0,40 Ma (Naeser et al., 1982). La datation d'un échantillon de basalte près de la base des coulées donne un âge K-Ar de 1,08 ± 0,05 Ma (Naeser et al., 1982), lequel ne diffère pas significativement des âges déterminés par les traces de fission au niveau de 2σ L'âge K-Ar est compatible avec la polarité magnétique inverse de la coulée de lave datée. L'âge du till à la base de la coupe est donc supérieur à environ 1 Ma et celui de l'avancée glaciaire (Klaza?) qui a strié la surface des coulées de laves est inférieur à 1 Ma.

Dans les basses terres de la rivière Liard, des coulées de basalte sous-jacentes au Till C et sus-jacentes à la Formation de Liard ont des âges allant de 0,765 ± 0,049 Ma à 0,232 ± 0,021 Ma (fig. 1-27). La coulée datant de 0,765 Ma repose probablement sur le Till A et sous le Till B. Le Till B daterait donc du Pléistocène moyen et le Till A du Pléistocène moyen ou inférieur. Le Till C, vraisemblablement mis en place durant la Glaciation de Reid, aurait un âge inférieur à 0,232 Ma.

Les âges radiométriques et la continuité des dépôts en surface montrent que les glaciations de Reid et de Mirror Creek sont équivalentes. L'Inlandsis de la Cordillère s'est avancé jusqu'à la limite de la Glaciation de Reid, près de la localité type, et a commencé à se retirer avant >42 900 BP (GSC-524, tableau 1-2) et probablement avant 80 ka. Le premier âge a été obtenu en datant du bois trouvé dans une couche du téphra de Sheep Creek sus-jacente au Drift de Reid; le téphra daterait d'environ 80 ka (Hamilton et Bischoff, 1984). Un âge ^{14}C sur du bois trouvé sous le till de McConnell (>46 580 BP, GSC-331) est aussi un âge minimum pour la Glaciation de Reid. La datation au ^{14}C de

Figure 1.28. Coupe le long du ruisseau Silver, au Yukon, où affleurent les dépôts de trois glaciations (adapté de Denton et Stuiver, 1967, planche 4A).

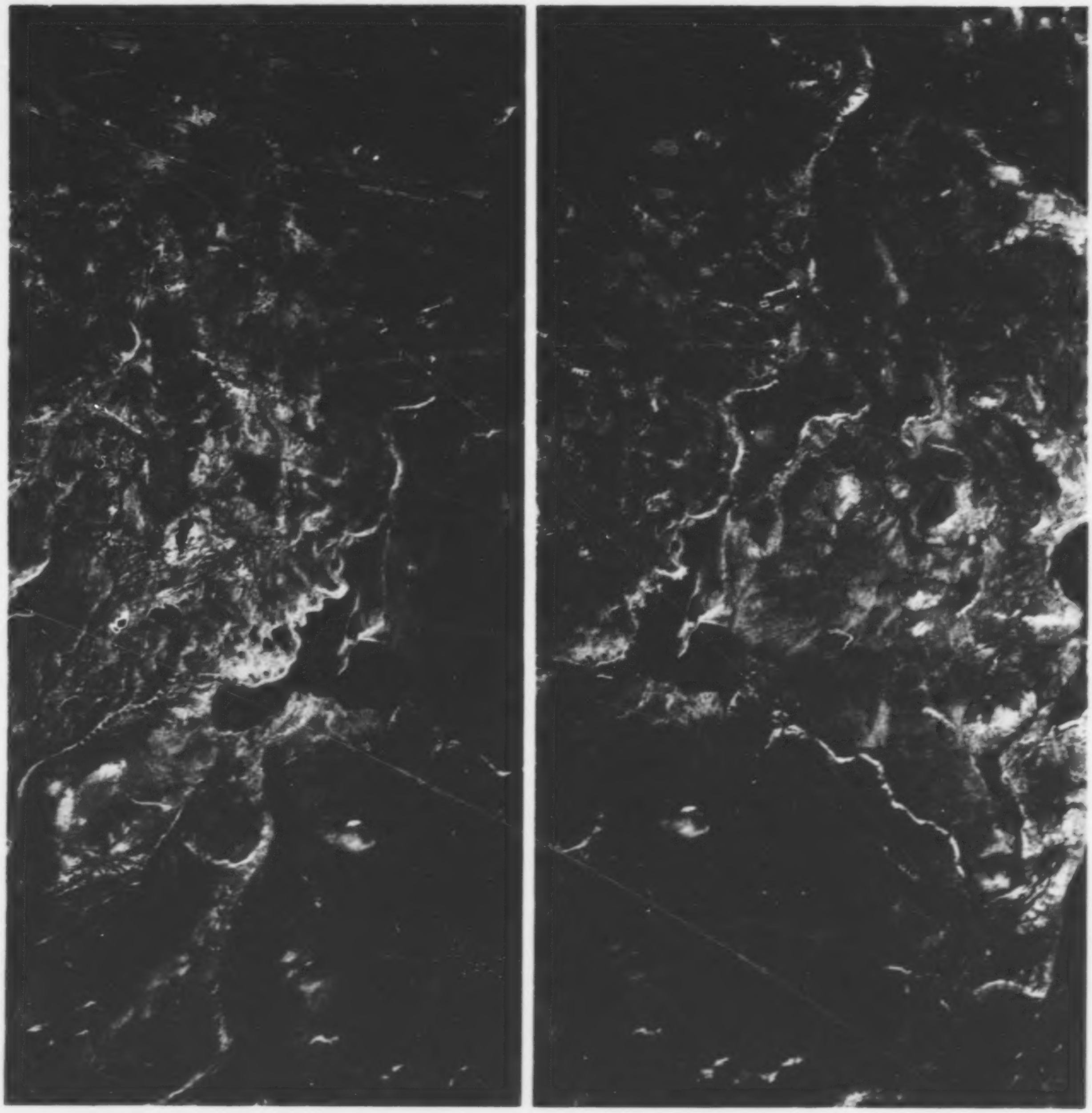


Figure 1.29. Couple stéréoscopique illustrant la limite glaciaire du Wisconsinien supérieur (lignes pointillées) sur les hautes terres à l'est du lac Aishihik, dans le sud-ouest du Yukon. Les hautes terres s'interposaient entre deux lobes de l'Inlandsis de la Cordillère qui s'écoulaient vers le nord; la région située entre les pointillés n'était pas englacée au Wisconsinien supérieur. Le delta (d) et les plages (p) se sont formés dans un lac proglaciaire endigué par la marge glaciaire. Photothèque nationale de l'air A15739-76, -77.

débris organiques trouvés au-dessus du Drift de Mirror Creek et sous le Drift de Macauley, dans le sud-ouest du Yukon, a donné une série d'âges non significatifs, sauf celui de 48 000 ± 1 300 BP (GSC-732) que Rampton (1971a) considère comme étant peut-être contaminé par les radicelles de végétaux actuels. un site près du lac Kluane, le Drift de Mirror Creek repose sous le téphra d'Old Crow qui pourrait avoir plus de 100 000 ans (Schweger et Matthews, 1985; Westgate et al., 1985; Wintle et Westgate, 1986; Berger, 1987). Les glaciations de Mirror Creek et de Reid sont certainement antérieures au Wisconsinien inférieur, et bon nombre de chercheurs croient qu'elles datent de l'Illinoien.

La datation au ^{14}C de sédiments sous l'unité glaciaire superficielle dans la coupe du ruisseau Silver (Denton et Stuiver, 1967) et dans une coupe des basses terres de la rivière Liard (Klassen, 1978, 1987) a donné des âges significatifs. Au ruisseau Silver, le till d'Icefield repose sous du gravier contenant des couches de silt riche en débris organiques daté de 37 700 +1 500/−1 300 BP à 29 600 ± 460 BP (Y-1356, GSC-769; fig. 1-28). Des fragments de brindilles provenant des parties inférieure et supérieure du Silt de Tom Creek, dans les basses terres de la Liard, sont datés à >30 000 BP et à 23 900 ± 1 140 BP, respectivement (GSC-2949, GSC-2811). Ces résultats suggèrent que l'unité intercalaire C-D, qui comprend le Silt de Tom Creek, date du Wisconsinien moyen et que le Yukon méridional était déglacé au cours de l'Intervalle non glaciaire de Boutellier.

L'âge de 29 600 ± 460 BP (GSC-769) obtenu au ruisseau Silver représente l'âge maximal de l'avancée initiale de glaciers provenant des monts St. Elias durant la Glaciation de Kluane. L'âge de 23 900 ± 1 140 BP (GSC-2811) provenant des basses terres de la rivière Liard constitue également un âge maximum pour la dernière avancée glaciaire dans la région. La déglaciation a commencé sur le flanc oriental des monts St. Elias avant 13 660 ± 180 BP (GSC-495) et le glacier Kaskawulsh, l'un des grands glaciers de vallée de cette chaîne de montagnes, était déjà moins avancé qu'aujourd'hui vers 9 780 ± 80 BP (Y-1483).

Frange englacée

L.E. Jackson, Jr., N.W. Rutter, O.L. Hughes et J.J. Clague

Introduction

Certaines parties de la Cordillère canadienne n'ont été que partiellement englacées au cours du Pléistocène ou ne l'ont pas été du tout. Cette section résume l'histoire quaternaire des régions couvertes principalement par des glaciers indépendants, ou presque indépendants de l'Inlandsis de la Cordillère. Ces régions se situent en bordure de l'ancien inlandsis et comprennent certaines parties des Rocheuses et des monts Mackenzie à l'est, les monts Richardson, les monts Ogilvie méridionaux et les monts Wernecke au nord, et le chaînon de la Reine-Charlotte à l'ouest[1]. Au cours des glaciations du Pléistocène, des langues glaciaires occupaient les grandes vallées de ces chaînons, et des calottes glaciaires en recouvraient les sommets. En outre, l'Inlandsis laurentidien a envahi à quelques reprises l'avant-pays à l'est des Rocheuses, des monts Mackenzie et des monts Richardson.

Nos connaissances de l'histoire quaternaire de la frange englacée proviennent surtout de données stratigraphiques et géomorphologiques. La plupart des dépôts étudiés sont d'origine glaciaire, et les reconstitutions de l'histoire quaternaire de la région concernent donc surtout les événements glaciaires. Il est très difficile de dater ces événements, vu la rareté d'âges radiométriques pertinents; la discontinuité des différentes nappes glaciaires d'un bassin-versant à l'autre et d'une chaîne de montagnes à l'autre fait que les corrélations régionales sont hypothétiques et provisoires tout au mieux. Les relations stratigraphiques ne sont pas toujours évidentes, même à l'intérieur d'un même bassin, et les conclusions des divers auteurs concernant la séquence des événements glaciaires sont donc différentes. Il en résulte de grands désaccords quant au nombre et à l'âge des glaciations dans la Cordillère orientale, même dans les régions les mieux étudiées. Les pages suivantes et le diagramme de corrélation de la figure 1-30 présentent un sommaire de la stratigraphie et de l'histoire glaciaire du Quaternaire dans la frange cordillérienne englacée. Il faudra sans doute modifier certaines des interprétations et des corrélations présentées ici, une fois que d'autres données auront été obtenues.

Glaciations anciennes

Des sédiments déposés par des glaciers de montagne au cours de diverses glaciations pré-wisconsiniennes existent à plusieurs endroits sur le flanc oriental des Rocheuses et dans les monts Ogilvie méridionaux.

Stalker et Harrison (1977) ont identifié quatre grandes glaciations dans le parc national des lacs Waterton, dont au moins une est d'âge pré-wisconsinien. Au cours de la plus ancienne, appelée Grande Glaciation, les glaciers des Rocheuses atteignaient des altitudes élevées dans l'avant-pays et s'avançaient loin dans les Plaines intérieures où ils ont déposé le Till Albertan. Les glaces laurentidiennes ont transporté des erratiques dérivés du Bouclier canadien jusqu'à des altitudes élevées sur le front des montagnes et déposé le Till de Labuma sur le Till Albertan dans les régions plus basses. Les avancées des glaciers de montagne et de l'inlandsis laurentidien étaient déphasées durant la Grande Glaciation, les premiers s'étant retirés avant que l'inlandsis n'atteigne son extension maximale. On ne sait pas s'il y a eu coalescence des deux masses glaciaires dans le sud des Rocheuses, mais il y a vraisemblablement eu contact localement.

L'étude des paléosols par Karlstrom (1981, 1987) est un complément intéressant des travaux de Stalker et Harrison (1977) dans la région des lacs Waterton. Karlstrom y a reconnu cinq unités de diamicton, dont chacune est surmontée d'un paléosol, sur la butte Mokowan, colline en forme de plateau dominant de plus de 400 m le terrain à la limite orientale du parc national des lacs Waterton. D'après lui, les diamictons sont probablement des tills

[1] Cette section n'inclut pas les glaciers des monts St. Elias et du chaînon de l'île de Vancouver puisqu'au maximum de la plupart des glaciations, ils rejoignaient l'Inlandsis de la Cordillère et en faisaient donc partie.

Jackson, L.E., Jr., Rutter, N.W., Hughes, O.L. et Clague, J.J.
1989: Frange englacée. (Stratigraphie et histoire du Quaternaire, Inlandsis de la Cordillère). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

déposés au cours de cinq glaciations distinctes, dont la plus récente serait présumément corrélative de la Grande Glaciation.

Plus au nord, dans les vallées des rivières Oldman et Crowsnest, Alley (1973) et Alley et Harris (1974) ont trouvé des indices de quatre phases glaciaires successives, comme celles proposées par Stalker et Harrison (1977). La plus ancienne avancée, appelée Épisode glaciaire I, est probablement équivalente à la Grande Glaciation du parc national des lacs Waterton. Des lacs ont été endigués par les glaces laurentidiennes durant les avancées et retraits de l'Épisode glaciaire I et des glaciations ultérieures. Les sédiments accumulés dans ces lacs séparent localement des tills en provenance des Rocheuses et du Keewatin et fournissent donc des indices stratigraphiques à l'effet que les avancées et retraits des glaciers de montagne et des glaces laurentidiennes étaient déphasés dans la région de la rivière Oldman.

Jackson (1980) a identifié une glaciation ancienne équivalente à l'Épisode glaciaire I d'Alley (1973) dans le bassin de la rivière Highwood, au nord de la rivière Oldman. Les indices comprennent des erratiques et des placages discontinus de till jusqu'à plus de 1 400 m d'altitude dans les collines Porcupine, au front des Rocheuses. Cette glaciation comportait aussi des avancées asynchrones des glaciers des Rocheuses et des glaciers laurentidiens.

Plus loin au nord, Ford (1973, 1976) et Mathews (1978) ont constaté que l'inlandsis laurentidien avait progressé jusqu'à la marge occidentale des Plaines intérieures avant le Wisconsinien. Dans la région de la rivière de la Paix, Mathews (1978) a trouvé des galets provenant du Bouclier canadien dans une unité de gravier alluvionnaire déposé par des cours d'eau issus des Rocheuses et antérieurs à l'avant-dernière incursion des glaciers. Il a donc déduit que les glaciers laurentidiens avaient avancé à l'ouest de l'endroit où se trouvent ces galets, c'est-à-dire à l'ouest de la limite entre la Colombie-Britannique et l'Alberta, avant l'avant-dernière glaciation. Ford (1973, 1976) a reconnu des erratiques du Bouclier dans l'avant-pays des monts Mackenzie, près de la rivière Nahanni Sud, et les a attribués à la première et plus grande des trois glaciations de la région (Glaciation de First Canyon). Cette glaciation, ainsi que la plus ancienne glaciation dans la région de la rivière de la Paix, témoigne donc d'expansions majeures de l'inlandsis laurentidien. La croissance des glaciers de montagne et celle de l'Inlandsis de la Cordillère ont présumément eu lieu en même temps, bien qu'aucun indice sédimentaire ou autre n'ait été trouvé à ce sujet.

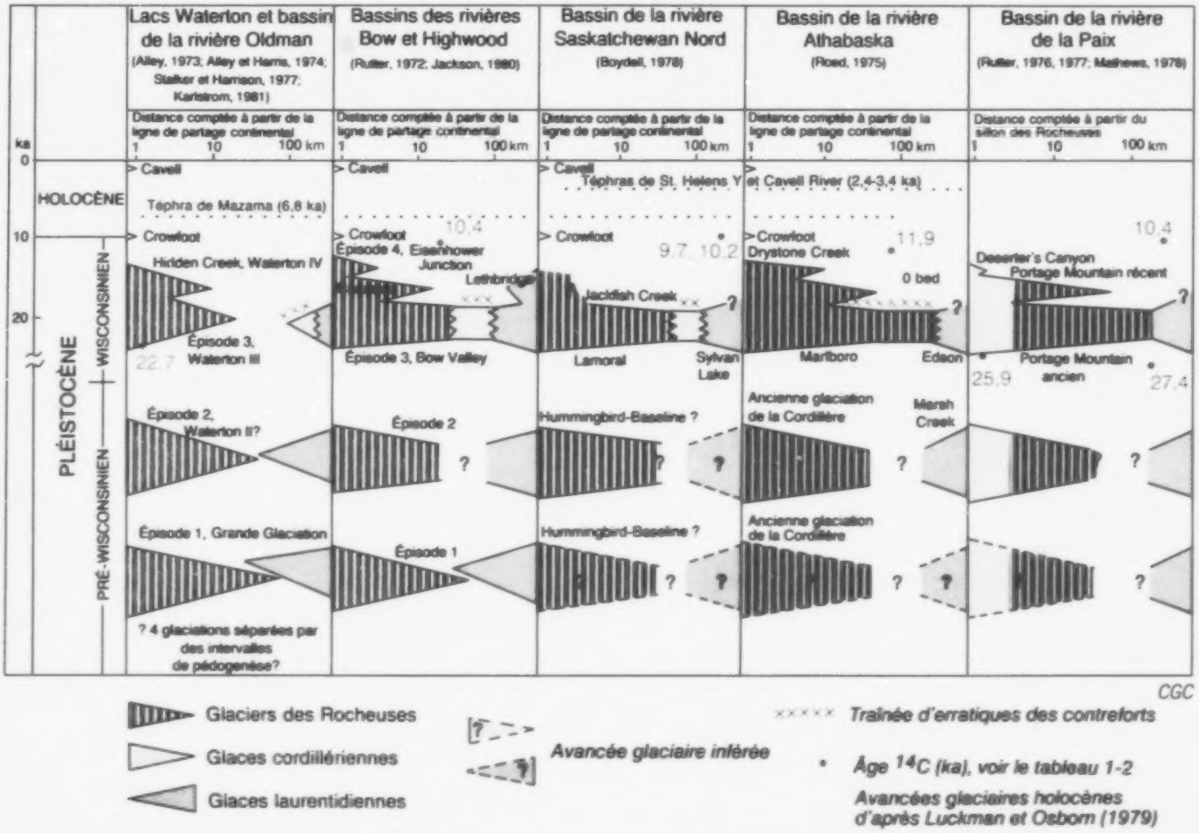


Figure 1.30. Chronologie et corrélation des événements glaciaires quaternaires dans les Rocheuses et les régions adjacentes des Plaines intérieures. Le diagramme donne l'extension approximative des glaciers, le nom des glaciations et les corrélations proposées entre les bassins. Dans certains cas, l'âge proposé ici diffère de celui proposé par l'auteur cité.

Ailleurs dans les monts Mackenzie, les glaciers de vallée ont atteint les basses terres du Mackenzie et envahi le plateau Peel au moins une fois. Cependant, ni ces glaciers ni l'inlandsis laurentidien qui avait progressé jusqu'au front des montagnes n'ont recouvert les vastes interfluves des chaînons orientaux des monts Mackenzie.

Au cours d'au moins une glaciation « ancienne », des glaciers en provenance des monts Ogilvie méridionaux ont envahi la vallée de la Taiga au nord, et la fosse de Tintina au sud (Vernon et Hughes, 1986). Ces glaciers ont déposé plus de 200 m de sédiments glaciolacustres, de gravier d'épandage fluvioglaciaire et de till dans le sillon de Tintina à l'est de Dawson (lits de Flat Creek de McConnell, 1905). À l'ouest du sillon, des graviers d'épandage fluvioglaciaire provenant des monts Ogilvie méridionaux (graviers du Klondike de McConnell, 1907) reposent sur une haute terrasse rocheuse le long du cours inférieur de la rivière Klondike. Près de Dawson, les « graviers de Klondike » sont superposés aux « graviers de White Channel » et sont interdigités avec ceux-ci (McConnell, 1907); les graviers de White Channel datent probablement du Pliocène supérieur et du Pléistocène inférieur.

Avant-dernière glaciation

Les dépôts de l'avant-dernière glaciation sont beaucoup plus nombreux et mieux préservés que ceux des glaciations plus anciennes. La présente section donne un aperçu de cette glaciation, depuis les Rocheuses jusqu'aux monts Mackenzie et aux monts Ogilvie méridionaux, et enfin dans les îles de la Reine-Charlotte.

Dans le parc national des lacs Waterton, la Grande Glaciation a été suivie par l'avancée moins étendue de Waterton II, au cours de laquelle les glaces des Rocheuses ont progressé vers l'est jusque dans les Plaines intérieures et l'inlandsis laurentidien a déposé un till à l'ouest jusqu'au front des montagnes (Stalker et Harrison, 1977). Tout comme durant la Grande Glaciation, les glaciers de montagne se sont retirés avant que l'inlandsis laurentidien n'ait atteint son maximum. Les données disponibles ne permettent pas de savoir si l'avancée de Waterton II et celle de Waterton III, l'avancée majeure suivante dans les Rocheuses, ont été séparées par un long intervalle non glaciaire ou si elles faisaient partie d'une seule grande glaciation. Nous préférons la première hypothèse, telle qu'illustrée à la figure 1-30.

Le Till de Maycroft, le plus ancien till subalpin largement répandu dans les vallées des rivières Oldman, Crowsnest et Highwood, a été mis en place au cours de l'Épisode glaciaire 2, lorsque les glaces des Rocheuses se sont avancées à l'est jusque dans les Plaines intérieures (Alley, 1973; Jackson, 1980). Il y a peut-être eu coalescence locale de ces glaces et des glaces laurentidiennes qui ont déposé le Till de Maunsell. Des sédiments glaciolacustres (Argiles et Silts de Chain Lake) se sont accumulés dans des lacs en bordure de ces masses glaciaires.

Les dépôts d'épandage fluvioglaciaire sous-jacents au till le plus ancien de la vallée de la rivière Bow (Rutter, 1972), les tills subalpins de Baseline et de Hummingbird dans le bassin de la rivière Saskatchewan Nord (Boydell, 1978), ainsi que le till laurentidien de Marsh Creek et le till subalpin Early Cordilleran dans le bassin de l'Athabasca (Roed, 1975), sont des dépôts fragmentaires attribués, soit à l'avant-dernière glaciation, soit à une glaciation antérieure.

Dans la vallée de la rivière de la Paix, l'avant-dernière glaciation est documentée par une nappe fluvioglaciaire qui repose sous un till provenant du Keewatin (Mathews, 1978). Les matériaux de la nappe fluvioglaciaire remblaient une vallée et sont composés de gravier fluviatile ou fluvioglaciaire recouvert de sable, de silt et d'argile glaciolacustres qui se sont déposés lorsque les glaces laurentidiennes en progression ont endigué les eaux de la rivière de la Paix. Ces glaces ont éventuellement envahi la région à partir de l'est ou du nord, puis se sont avancées vers l'ouest sur une distance inconnue. L'extension de l'Inlandsis de la Cordillère à cette époque est inconnue.

Dans de nombreuses vallées de la partie orientale des monts Mackenzie, il existe des moraines non datées, dont l'état de préservation se compare à celui des moraines laissées par l'avant-dernière glaciation (Reid) dans le sud et le centre du Yukon. Les glaciers qui les ont déposées étaient plus petits que ceux d'au moins une glaciation antérieure, mais plus grands que ceux de la dernière glaciation. À plusieurs endroits en bordure du front nord de cette chaîne, des formes juxtaglaciaires d'origine laurentidienne recoupent des moraines déposées par les glaciers de montagne de l'avant-dernière glaciation. Mais ailleurs, ces moraines occupent l'amont des vallées, au-delà de la limite ultérieure des glaces laurentidiennes. Par exemple, au maximum de l'avant-dernière glaciation (celle de Flat River-Clausen), le front de la langue glaciaire principale occupant la vallée de la rivière Nahanni Sud se trouvait à environ 100 km du front montagneux; durant cette même glaciation, les glaces laurentidiennes se sont avancées jusque dans l'avant-pays oriental des monts Mackenzie et ont endigué le Lac glaciaire Nahanni, dans lequel se sont déposées d'épaisses couches de silt et d'argile (Ford, 1976). Ces sédiments reposent sur le Till de Flat River (subalpin), ce qui pourrait indiquer que le glacier de la vallée de la rivière Nahanni Sud s'était retiré avant l'arrivée des glaces laurentidiennes.

Durant l'avant-dernière glaciation (« intermédiaire »), les glaciers des monts Ogilvie méridionaux étaient similaires à ceux des glaciations « anciennes », mais moins étendus (Vernon et Hughes, 1966). Au cours de la glaciation « intermédiaire », les glaces occupant la vallée de la rivière North Klondike ont atteint la marge orientale de la Fosse de Tintina où elles ont déposé des sédiments sur des surfaces qui avaient été érodées dans les dépôts d'une glaciation « ancienne ». Ces deux glaciations semblent donc avoir été séparées par une longue période au cours de laquelle la rivière Klondike et ses affluents ont creusé leurs vallées, atteignant presque leur niveau actuel, soit environ 200 m sous les fonds de vallée formés lors de la glaciation « ancienne ».

Dans les îles de la Reine-Charlotte, au cours de l'avant-dernière glaciation, des glaciers de vallée et de piémont s'écoulaient vers l'ouest et vers l'est à partir de calottes glaciaires locales (Clague et al., 1982a). Dans l'est de l'île Graham, ces glaciers sont vraisemblablement entrés en contact avec un lobe cordillérien qui avançait vers l'ouest. Les dépôts de cette glaciation sont sous-jacents à une suite de sédiments glaciaires plus jeunes et ils affleurent dans les falaises littorales du nord du détroit d'Hecate. Ils se composent (1) d'argilo-silts glaciomarins massifs ou faiblement stratifiés qui contiennent des foraminifères, des coquilles de mollusques et des cailloux disséminés provenant de la Colombie-Britannique continentale; (2) de till

provenant des îles de la Reine-Charlotte; et (3) de sables et graviers stratifiés.

Dernière glaciation

Dans la frange englacée, les dépôts et les formes de la dernière glaciation pléistocène sont bien apparents et relativement faciles à corréler, bien que leur âge soit parfois controversé. Dans cette section, nous examinons brièvement les données sur la dernière glaciation en faisant le tour, en sens anti-horaire, de la Cordillère canadienne.

Les sédiments mis en place durant le dernier maximum glaciaire dans le sud et le centre des Rocheuses ont été identifiés et mis en corrélation en fonction de leur association avec la Traînée d'erratiques de Foothills, bande d'erratiques caractéristiques provenant des montagnes près de Jasper (Stalker, 1956; Mountjoy, 1958; Morgan, 1966, 1969). Cette traînée et le till de « provenance mixte » qui lui est associé ont été déposés par un courant glaciaire s'écoulant vers le sud, limité à l'ouest par des glaciers subalpins et à l'est par l'Inlandsis laurentidien. Dans les régions des rivières Highwood et Bow, les tills subalpins de Ernst et de Bow Valley sont en contact avec le Till d'Erratics Train, de provenance mixte, près du front des Rocheuses. Ces tills se sont formés la dernière fois qu'il y a eu coalescence des glaces des Rocheuses et des glaces laurentidiennes dans cette région (Épisode glaciaire 3 de Jackson, 1980; avancée de Bow Valley de Rutter, 1972). Plus au nord, dans le bassin de la rivière Saskatchewan Nord, il y a eu coalescence de glaciers de montagne et de l'Inlandsis laurentidien au cours de l'épisode glaciaire de Jackfish Creek-Sylvan Lake (Boydell, 1978). Ici, le Till de Jackfish Creek, dérivé des Rocheuses, passe latéralement à l'est au Till d'Athabasca (provenance mixte), sous-jacent à la Traînée d'erratiques de Foothills et juxtaposé à l'est au Till de Sylvan Lake (provenant du Keewatin). Encore plus loin au nord, dans le bassin de la rivière Athabasca, le Till de Marlboro a été déposé en partie par des glaciers de montagne et en partie par des courants glaciaires provenant de l'intérieur de la Colombie-Britannique; il passe latéralement à un till de provenance mixte sur lequel se trouvent des erratiques de Foothills. Dans cette région, le till de provenance mixte est limité à l'est par le Till d'Edson (laurentidien). Au cours de la dernière glaciation, il y a donc eu coalescence des glaces des Rocheuses (et de la Cordillère intérieure) et de l'Inlandsis laurentidien le long de la marge orientale de la Cordillère canadienne, depuis la rivière Highwood au sud, au moins jusqu'à la rivière Athabasca au nord.

Au sud de la rivière Highwood, dans le bassin de la rivière Oldman et le parc national des lacs Waterton, il ne semble pas qu'il y ait eu coalescence des glaces des Rocheuses et des glaces laurentidiennes lors du dernier maximum glaciaire (Épisode glaciaire 3 d'Alley, 1973; Waterton III de Stalker et Harrison 1977). Les glaciers de montagne s'avançaient vers l'est jusqu'au front des Rocheuses où ils ont déposé le Till d'Ernst, tandis que le till de provenance mixte, la Traînée d'erratiques de Foothills et le Till de Buffalo Lake (laurentidien) ont été mis en place à peu près en même temps dans les Plaines intérieures adjacentes. Des lacs endigués par l'Inlandsis laurentidien couvraient certaines parties de la région durant l'Épisode glaciaire 3.

Il y a eu au moins une réavancée glaciaire dans le sud des Rocheuses vers la fin de la dernière glaciation. Au cours de l'avancée de Waterton IV-Hidden Creek, les fronts glaciaires dans le parc national des lacs Waterton et dans les vallées des rivières Oldman et Crowsnest se trouvaient bien à l'intérieur du front montagneux; les glaciers étaient donc beaucoup moins étendus que durant le dernier maximum glaciaire[1]. Dans les vallées des rivières Highwood, Bow et Athabasca, les glaciers ont atteint le front montagneux au cours des avancées de Canmore et d'Obed (probablement corrélatives de l'événement de Waterton IV-Hidden Creek; Rutter, 1972; Roed, 1975); une avancée subséquente (Eisenhower Junction, Drystone Creek) a été beaucoup moins étendue.

Durant la dernière glaciation, il y a eu coalescence des inlandsis cordillérien et laurentidien et des glaciers des Rocheuses dans le nord-est de la Colombie-Britannique et dans la partie adjacente de l'Alberta. Les drumlins et autres formes profilées dans la région de la rivière de la Paix indiquent que l'Inlandsis de la Cordillère, en mouvement vers l'est et le nord-est, a fait dévier, selon un grand arc et vers le sud et le sud-est, l'Inlandsis laurentidien qui avançait vers le sud-ouest (Mathews, 1978). Dans cette région, le till en surface provient de la Cordillère à l'ouest, et du Keewatin à l'est; il repose localement sur des remblaiements alluviaux de vallée qui ressemblent à ceux mis en place au début de l'avant-dernière glaciation (voir la section précédente).

Mathews (1980) s'est fondé sur des données géomorphologiques et stratigraphiques pour reconstituer le mode de déglaciation à la fin de la dernière glaciation dans le nord des Rocheuses et dans les Plaines intérieures adjacentes. Il a établi les liens entre le retrait de l'Inlandsis de la Cordillère et celui de l'Inlandsis laurentidien en retraçant l'évolution du Lac glaciaire Peace qu'avait endigué l'Inlandsis laurentidien. Il a montré que la moraine frontale située près du mont Portage, qui marque le front de l'avancée récente du mont Portage (Rutter, 1976, 1977), s'est formée dans un lac de niveau élevé, qui correspond probablement à la phase de Bessborough du Lac Peace. Les glaces cordillériennes sont restées près du front montagneux tout au long de cette phase et d'une phase subséquente non dénommée. Durant la phase suivante (phase Clayhurst), l'Inlandsis de la Cordillère s'est retiré à plus de 100 km de la région du mont Portage, tandis que l'Inlandsis laurentidien continuait d'endiguer le Lac Peace à l'est de la frontière de la Colombie-Britannique et de l'Alberta. Une réavancée mineure a eu lieu dans la vallée de la rivière Halfway, sur le côté oriental des Rocheuses, durant la phase de Clayhurst, ou peu après.

La dernière glaciation dans les monts Mackenzie orientaux et les monts Ogilvie méridionaux a été de faible extension, les glaciers étant le plus souvent confinés dans les vallées près des crêtes des montagnes. Par exemple, dans le parc national de Nahanni, les glaciers se sont avancés jusqu'à un maximum de 30 km des cirques durant la dernière glaciation (Glaciation de Hole-in-the-Wall) (Ford, 1976). Toutefois, dans les monts Mackenzie orientaux, certains glaciers de vallée ont atteint l'avant-pays et se sont fusionnés à l'Inlandsis laurentidien pendant le dernier

[1] Certains auteurs ont remis en question cette interprétation, affirmant que les avancées de Wateron IV et de Hidden Creek représentent les avancées maximales de la dernière glaciation et que la Traînée d'erratiques de Foothills et le till de provenance mixte ont été déposés au cours de l'avant-dernière glaciation (Alley, 1973; Stalker et Harrison, 1977; Jackson, 1980; Rutter, 1980, 1984; Reeves, 1983).

maximum glaciaire. Ces glaciers ont peut-être atteint leur extension maximale peu après le début du retrait de l'Inlandsis laurentidien (A. Duk-Rodkin, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1987).

Dans les îles de la Reine-Charlotte, de grandes régions étaient libres de glace au cours de la dernière glaciation, notamment des interfluves, certaines montagnes et basses terres côtières et peut-être aussi la plate-forme continentale de faible profondeur (Warner et al., 1982). Les glaciers en provenance du chaînon de la Reine-Charlotte atteignaient presque le rivage actuel; ceux de l'est de l'île Graham se sont brièvement fusionnés au lobe d'Hecate de l'Inlandsis de la Cordillère. Les sédiments de la dernière glaciation sont particulièrement bien exposés dans les falaises littorales en bordure de la plaine d'Argonaut dans le nord-est de l'île Graham. Ces sédiments sont composés (1) de sable épais bien trié, à stratification oblique, qui repose sous (2) du till et des graviers juxtaglaciaires associés, de provenance locale (Clague et al., 1982a). Une unité d'argilo-silts caillouteux, massifs ou faiblement stratifiés, reposant localement sous le sable à stratification oblique, pourrait faire partie de cette séquence de sédiments glaciaires; par contre, elle pourrait également être antérieure à la dernière glaciation. Le sable de l'unité 1 affleure en surface et l'unité 2 est absente sur une grande partie de la plaine d'Argonaut. Le sable a typiquement quelques dizaines de mètres d'épaisseur et a sans doute été mis en place à l'extrémité occidentale de l'Inlandsis de la Cordillère, juste avant que les glaciers n'aient atteint leur étendue maximale dans cette région au cours de la dernière glaciation. À l'ouest de la plaine d'Argonaut, un placage de till de provenance locale tapisse le sable dans une région

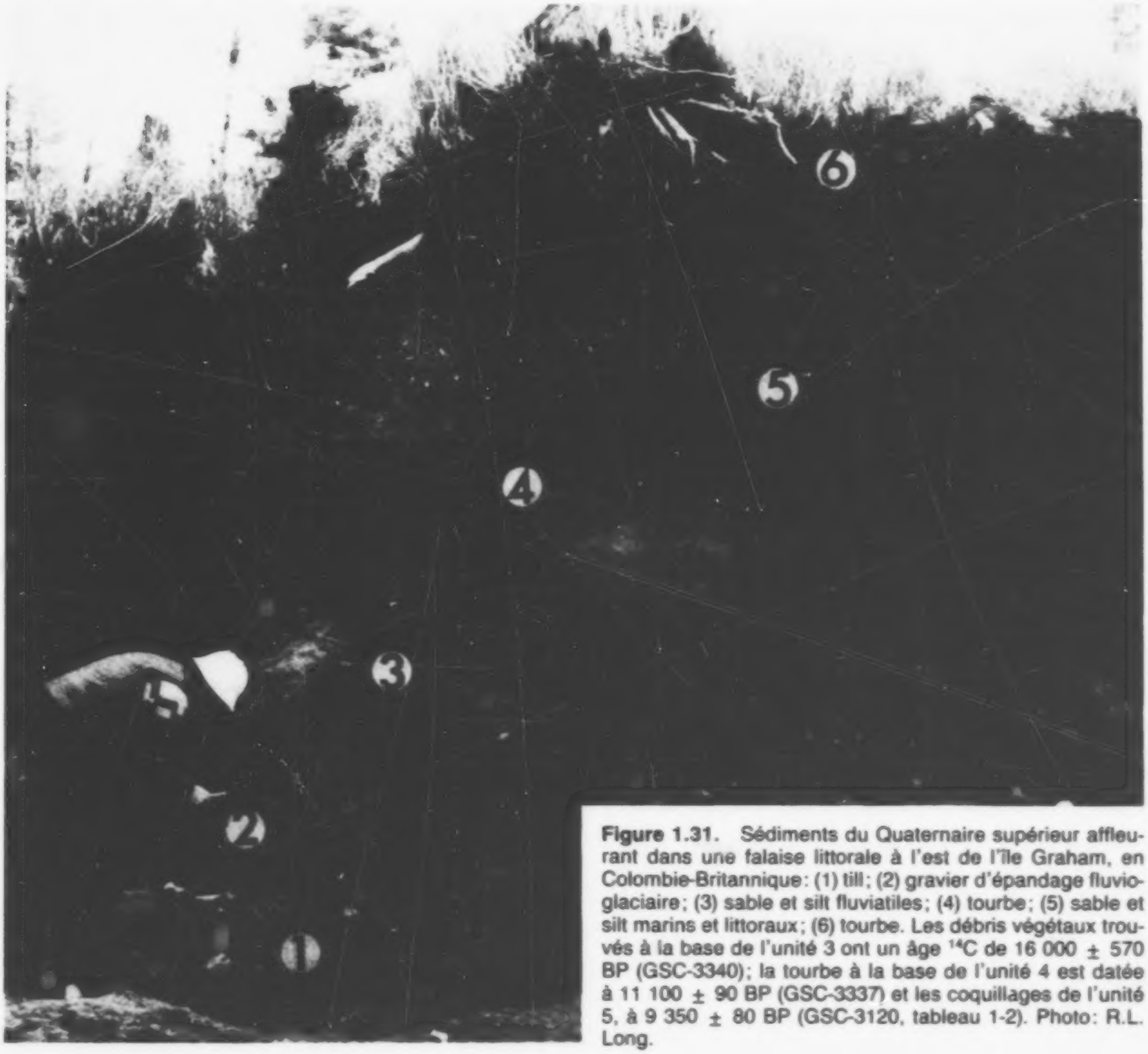


Figure 1.31. Sédiments du Quaternaire supérieur affleurant dans une falaise littorale à l'est de l'île Graham, en Colombie-Britannique: (1) till; (2) gravier d'épandage fluvioglaciaire; (3) sable et silt fluviatiles; (4) tourbe; (5) sable et silt marins et littoraux; (6) tourbe. Les débris végétaux trouvés à la base de l'unité 3 ont un âge ^{14}C de 16 000 ± 570 BP (GSC-3340); la tourbe à la base de l'unité 4 est datée à 11 100 ± 90 BP (GSC-3337) et les coquillages de l'unité 5, à 9 350 ± 80 BP (GSC-3120, tableau 1-2). Photo: R.L. Long.

de basses collines orientées nord-sud ou NW-SE. Le modelé linéaire a été produit lorsque des glaciers progressant vers l'est et le nord-est à partir du chaînon de la Reine-Charlotte ont été détournés vers le nord par la marge de l'Inlandsis de la Cordillère.

Dans l'est de l'île Graham, les sédiments de la dernière glaciation sont surmontés en concordance par des sédiments fossilifères dont l'étude a fourni des données détaillées sur les paléo-environnements et les fluctuations du niveau marin du Pléistocène supérieur et de l'Holocène (Clague et al., 1982a, b; Mathewes et Clague, 1982; Warner et al., 1982; Clague, 1983; Warner, 1984). Ces sédiments fossilifères atteignent leur épaisseur maximale dans les régions côtières à une altitude inférieure à environ 15 m et se composent de dépôts de ruissellement pluvial, de dépôts marins peu profonds, de dépôts fluviatiles et littoraux et de tourbes superficielles ou enfouies (fig. 1-31).

Chronologie et corrélation

Glaciations anciennes

Il existe très peu de données chronologiques sur les événements antérieurs à l'avant-dernière glaciation. Or, puisque cette dernière date au moins du Wisconsinien inférieur, les glaciations plus anciennes doivent être antérieures au Sangamonien. L'estimation de l'âge des sols fondée sur l'évolution pédogénique ainsi que les données paléomagnétiques suggèrent que le plus jeune de cinq diamictons trouvés sur la butte Mokowan, dans le sud-ouest de l'Alberta, date du Pléistocène moyen et que le plus ancien date du Pliocène supérieur (Karlstrom, 1987). Si ces diamictons sont des tills, comme Karlstrom (1981, 1987) l'affirme, il y aurait donc eu plusieurs épisodes de glaciation dans le sud de la Cordillère canadienne durant le Tertiaire supérieur et le Quaternaire inférieur. Les âges $^{230}Th/^{234}U$ sur les spéléothèmes trouvés dans des cavernes de la vallée de la rivière Nahanni Sud indiquent que la première avancée des glaces laurentidiennes dans la région (Glaciation de First Canyon) a eu lieu avant 320 ka (Ford, 1976; Harmon et al., 1977). Une datation par traces de fission sur le téphra de Mosquito Gulch près de Dawson donne un âge de 1,22 ± 0,49 Ma, soit l'âge minimal de la mise en place des graviers de Klondike et donc des glaciations « anciennes » dans les monts Ogilvie méridionaux (Naeser et al., 1982; Hughes et al., 1983). Ce téphra est présent sur une terrasse entaillée dans les graviers de White Channel qui sont au moins partiellement corrélatifs des graviers de Klondike. Cet âge et d'autres établis par la même méthode pour le téphra de Fort Selkirk montrent que la Glaciation de Nansen, dans le Yukon central, est au moins aussi vieille que les glaciations « anciennes », dans les monts Ogilvie méridionaux. En outre, les sédiments glaciaires antérieurs à la Glaciation de Reid, les lits de Flat Creek et les graviers de Klondike portent tous des sols luvisoliques avec horizons Bt épais (Tarnocai et al., 1985).

Le nombre de glaciations anciennes est inconnu, vu l'absence de données chronologiques convenables. Certains indices semblent témoigner de plusieurs glaciations dans la région des lacs Waterton (fig. 1-30), mais une seule a été reconnue ailleurs. La corrélation inter-régionale des glaciations anciennes est également incertaine et les interprétations données à la figure 1-30 ne sont donc que provisoires.

Avant-dernière glaciation

La plupart des auteurs attribuent au Wisconsinien inférieur l'avant-dernière glaciation dans les régions périphériques de la Cordillère canadienne. Toutefois, cet événement mal daté pourrait tout aussi bien remonter à l'Illinoien. La datation au ^{14}C indique seulement qu'il est antérieur au Wisconsinien moyen.

La datation $^{230}Th/^{234}U$ de spéléothèmes révèle que l'avant-dernière glaciation (celle de Clausen-Flat River) a eu lieu après 190 ka dans la vallée de la rivière Nahanni Sud (Ford, 1976; Harmon et al., 1977). Elle pourrait correspondre à l'avancée de Reid de l'inlandsis cordillérien, dans le sud du Yukon. Pour ce qui est des sédiments de la glaciation « intermédiaire » dans les monts Ogilvie méridionaux, le degré de préservation du modelé glaciaire et d'évolution pédogénique est similaire à celui des dépôts de la Glaciation de Reid (Tarnocai et al., 1985). La datation au ^{14}C de silt organique sur le fond de la vallée du ruisseau Hunker, près de Dawson, donne un âge de >53 900 BP (GSC-527), ce qui représente l'âge minimal du creusement de la rivière Klondike et de ses affluents avant la glaciation « intermédiaire ». Le silt pourrait être un loess remanié mis en place au cours de cette glaciation ou après, et l'avancée daterait donc de plus de 53,9 ka. L'âge ^{14}C le plus ancien établi pour des sédiments sus-jacents à des dépôts de la glaciation « intermédiaire » dans les monts Ogilvie méridionaux est de 13 870 ± 180 BP (GSC-296).

Dans l'est de l'île Graham, la datation au ^{14}C de sédiments sous-jacents à ceux de la dernière glaciation donne des âges allant de >52 000 ans à >33 000 ans (GSC-3151-2, GSC-3208; Clague et al., 1982a). Dans les îles dela Reine-Charlotte, l'avant-dernière glaciation a donc eu lieu avant 52 ka.

Dernière glaciation

La Traînée d'erratiques de Foothills et le till de provenance mixte qui lui est associé servent de fondement pour la corrélation des dépôts de la dernière glaciation dans l'est des Rocheuses, depuis les lacs Waterton jusqu'à la rivière Athabasca. Les unités de sédiments glaciaires suivantes sont associées à la Traînée d'erratiques de Foothills et datent donc de la dernière glaciation: les tills d'Ernst, de Bow Valley, de Lamoral, de Jackfish Creek et de Marlboro, qui proviennent des Rocheuses, et les tills de Buffalo Lake, de Sylvan Lake et d'Edson, en provenance du Keewatin.

D'après Boydell (1978), le Till de Sylvan Lake et, par conséquent, le Till d'Athabasca (de provenance mixte) et la Traînée d'erratiques de Foothills dans la région de la rivière Saskatchewan Nord datent du Wisconsinien supérieur. Cet auteur se fonde sur des âges ^{14}C de 10 250 ± 165 BP et de 9 670 ± 140 BP (I-5675, I-5677) obtenus sur des gastéropodes et des os de bison provenant de sédiments lacustres surmontés d'un diamicton dans une moraine de désintégration datant de l'épisode de Sylvan Lake. D'après lui, le diamicton a recouvert les sédiments lacustres par suite de la fonte et de l'effondrement de la glace sous-jacente et du fluage de sédiments supraglaciaires dans des étangs.

En revanche, certains auteurs pensent que la Traînée d'erratiques de Foothills et les dépôts associés datent du Wisconsinien inférieur ou avant. Par exemple, selon Jackson (1980), des âges ^{14}C de 18 400 ± 1 090 BP et de 18 300 ± 380 BP, (GSC-2670, GSC-2668) obtenus d'une tourbière

située dans un chenal fluvioglaciaire entaillé dans le Till de Bow Valley (contemporain du Till d'Erratics Train) indiquent que la traînée d'erratiques date du Wisconsinien inférieur. Or, des travaux récents montrent que ces âges sont probablement trop vieux de plusieurs milliers d'années (MacDonald et al., 1987), ce qui suggère que le Till de Bow Valley date peut-être du Wisconsinien supérieur.

La dernière glaciation dans la vallée de la rivière Athabasca a probablement eu lieu après 29 100 ± 560 ans (GSC-3792; Levson et Rutter, 1986), âge d'un fragment de bois trouvé sous un till unique près de Jasper. Un âge de 22 700 ± 1 000 BP (GaK-2336; Kigoshi et al., 1973) obtenu sur un os trouvé dans une caverne du col Crowsnest représente l'âge maximal de la dernière glaciation dans cette région.

Les âges ^{14}C de restes d'ongulés trouvés le long de la rivière Bow, dans des graviers postglaciaires découpés en terrasses, varient de 11 370 ± 170 BP à 10 200 ± 280 BP (GSC-613, GSC-3065; Wilson, 1981; Jackson et al., 1982). en juger par ces âges et d'autres plus vieux provenant de la vallée de la rivière Elk au sud (Harrison, 1976; Ferguson et Osborn, 1981), l'avancée de Canmore semble avoir pris fin avant 12 ka et peut-être avant 13 ka.

Plusieurs âges ^{14}C permettent d'établir la chronologie de la dernière glaciation dans la région de la rivière de la Paix. Une dent trouvée dans du gravier qui, selon Mathews (1978), a été mis en place avant la dernière avancée glaciaire dans la région de Fort St. John, est datée à 27 400 ± 580 BP (GSC-2034). Ce gravier semble corrélatif de sédiments similaires occupant une ancienne vallée de la rivière Smoky, à Watino, en Alberta, 200 km à l'est de Fort St. John (Westgate et al., 1972; Mathews, 1978). À Watino, le gravier fluviatile est surmonté de sédiments lacustres dont l'âge ^{14}C le plus jeune est de 27 400 ± 850 BP (I-4878). Ces âges semblent indiquer que les tills en surface dans la région de Fort St. John, que Rutter (1976, 1977) et Mathews (1978, 1980) considèrent avoir été déposés par des glaces laurentidiennes et cordillériennes coalescentes, datent du Wisconsinien supérieur. La déglaciation de cette région a commencé bien avant 10 ka. Des coquilles d'espèces dulçaquicoles trouvées dans des silts près de Dawson Creek, qui ont été déposées, soit dans une phase récente du Lac glaciaire Peace, soit dans des étangs locaux ultérieurs au lac, sont datées à 10 400 ± 170 BP et 9 960 ± 170 BP (GSC- 1654, GSC-1548). La datation d'autres échantillons provenant du fond de lacs et de tourbières, de sédiments lacustres proglaciaires et de silts fossilifères plus jeunes dans la région des collines Swan, environ 240 km au sud-est de Fort St. John, indique qu'une grande partie du centre nord de l'Alberta était déglacée avant 11,5 ka et que certaines régions l'étaient peut-être déjà vers 13,5 ka (St-Onge, 1972).

On ne sait pas à quel moment la « dernière » glaciation a débuté dans les monts Ogilvie méridionaux. Cependant, le retrait des glaciers y a probablement commencé avant 13 740 ± 190 BP (GSC-515).

Une tourbe surmontée par un till et des graviers d'épandage fluvioglaciaire dans la vallée de la rivière Yakoun, dans les îles de la Reine-Charlotte, est datée à 27 500 ± 400 BP (GSC-3530). La dernière avancée glaciaire dans le chaînon de la Reine-Charlotte a donc eu lieu après 28 ka. L'étude récente de sédiments affleurant dans des falaises littorales au nord et au sud de l'île Graham montre que les glaciers du Wisconsinien supérieur y ont atteint leur extension maximale après 21 ka. Les glaciers se sont retirés de leur position maximale dans l'est de l'île Graham avant 15 ka (Clague et al., 1982a; Warner et al., 1982).

Régions non englacées

O.L. Hughes, N.W. Rutter, J.V. Matthews, Jr. et J.J. Clague

Dans le centre et le nord du Yukon, les régions non englacées englobent des terrains fort variés, allant des basses terres planes à des plateaux ondulés et à des montagnes localement accidentées. Ces régions ne partagent qu'une seule caractéristique, soit l'absence de dépôts glaciaires.

Les terrasses de cryoplanation (ou d'altiplanation) et les tors abondent dans cette région (Hughes et al., 1972). Ces terrasses présentent toutes les caractéristiques des exemples européens, asiatiques et nord- américains décrits par Demek (1969) et elles sont vraisemblablement le fruit du recul parallèle d'escarpements en milieu périglaciaire. Elles sont absentes dans les régions où des formes glaciaires sont facilement reconnaissables, et sont donc antérieures à la Glaciation de Reid. Certains tors ont peut-être été formés par la cryoplanation de grandes masses rocheuses. Cependant, l'abondance de tors indépendamment des terrasses de cryoplanation, leur présence sur la partie occidentale du plateau de Klondike à des altitudes moins élevées que les terrasses, et leur présence dans certaines régions englacées dépourvues de terrasses, suggèrent que plusieurs tors ont une origine différente. L'érosion des versants accompagnée de solifluxion pourrait conduire à la formation de tors aux endroits où la roche résiste mieux à l'altération et à l'érosion.

Dans une grande partie du territoire non englacé du Yukon, les seuls dépôts en surface sont des roches altérées et des colluvions sur les versants, des silts organiques et des tourbes dans les dépressions et des sédiments fluviatiles le long des grands cours d'eau (Hughes, 1972). Il y a de vastes accumulations de sédiments meubles épais à trois endroits seulement dans les basses terres du bassin de la rivière Porcupine, c'est-à-dire dans les plaines d'Old Crow, de Bluefish et de Bell. Les sédiments des plaines d'Old Crow et de Bluefish, et probablement ceux de la plaine de Bell, se prolongent sous le niveau de seuils rocheux; la formation de ces basses terres n'est donc pas uniquement attribuable à l'érosion. Le gauchissement du terrain et la formation de failles au cours du Tertiaire ou du Pléistocène doivent également y avoir contribué (Hughes, 1972).

Les dépôts quaternaires des plaines d'Old Crow, de Bluefish et de Bell sont principalement d'origine fluviatile, lacustre et glaciolacustre, et sont tous de nature relativement similaire. Ces plaines étaient jadis drainées par des cours d'eau qui s'écoulaient vers l'est, traversant les monts Richardson par le col McDougall. Ces cours d'eau y ont déposé divers sédiments fluviatiles, lacustres et deltaïques dans un milieu non glaciaire. Les glaces laurentidien-

Hughes, O.L., Rutter, N.W., Mattews, J.V. Jr. et Clague, J.J.
1989: Régions non englacées. (Stratigraphie et histoire du Quaternaire. Inlandsis de la Cordillère). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

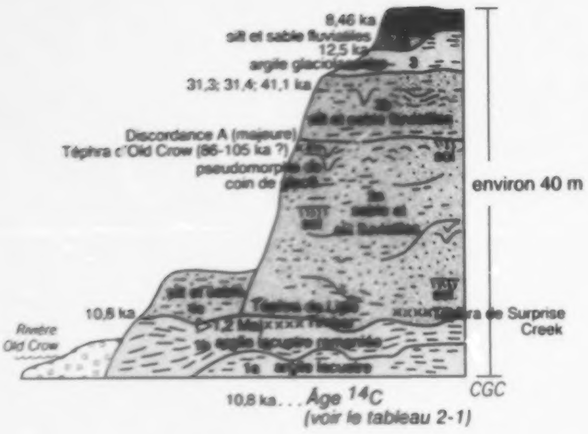


Figure 1.32. Coupe stratigraphique composite des berges de la rivière Old Crow, dans le nord du Yukon (adapté de Morlan, 1980, fig. 2-2).

nes se sont avancées jusqu'aux monts Richardson au moins une fois au cours du Pléistocène, bloquant les cours d'eau qui s'écoulaient vers l'est et formant un grand lac qui a ennoyé les basses terres à l'ouest (Hughes, 1972; Thorson et Dixon, 1983). Les eaux de ce lac se déversaient par un canyon situé à la frontière de l'Alaska et du Yukon (« The Ramparts of the Porcupine »). Ces eaux ont progressivement érodé les « ramparts »; lorsque le col McDougall a enfin été libéré par les glaces, cet exutoire était à un niveau plus bas que celui du col McDougall, de sorte qu'il y a eu établissement d'un drainage permanent vers l'ouest. La vidange du lac glaciaire a été suivie de l'encaissement du système fluvial, du dépôts de sédiments fluviatiles et de sédiments lacustres en eaux peu profondes et de l'accumulation de tourbes sur de vastes territoires.

Les dépôts quaternaires des plaines d'Old Crow, de Bluefish et de Bell ont fait l'objet d'études détaillées, en partie parce qu'ils contiennent des ossements qui semblent avoir été modifiés par l'homme (Morlan, 1980, 1986; Jopling et al., 1981) dans quelques affleurements. La figure 1-32 présente une coupe composite des dépôts de la plaine d'Old Crow et illustre l'histoire complexe de la sédimentation et de l'érosion au cours du Quaternaire[1]. L'unité inférieure (1a) se prolonge souvent jusqu'à quelques mètres au-dessus du niveau de la rivière et est composée d'argile massive, à laquelle certains avaient attribué une origine glaciolacustre (Hughes, 1972; Matthews, 1975b; Jopling et al., 1981); on pense désormais que l'argile s'est plutôt accumulée dans un lac endigué par gauchissement tectonique. L'unité 1b est composée d'argile remaniée provenant de l'unité 1a. À un site, elle contient un lit de cendres volcaniques, appelé téphra de Little Timber. Des petits chenaux trouvés au contact des unités 1a et 1b contiennent des concentrations de bois, de macrofossiles végétaux, d'insectes, de mollusques et d'os de mammifères et de poissons (Clarke et Harington, 1978; Cumbaa et al., 1981; Bobrowsky, 1982; Morlan et Matthews, 1983).

[1] Les sédiments inférieurs de cette coupe pourraient toutefois être antérieurs au Pléistocène. Schweger (1989) décrit des sédiments similaires trouvés dans une coupe le long de la rivière Porcupine, dans la plaine adjacente de Bluefish.

L'unité 2 repose sur l'unité 1b et se compose de 20 à 30 m de sable, de silt et d'un peu de gravier, bien stratifiés et déposés de façon intermittente par des cours d'eau sur une longue période. Elle contient de grandes structures de creusement et remblaiement des chenaux, ainsi que des pseudomorphes de fentes de glace, des structures de cryoturbation, des paléosols, des lits de tourbe, du bois, des mollusques et des ossements. Il y a aussi des discordances marquées par des accumulations d'os, des structures de cryoturbation tronquées et des tourbes, notamment dans la partie supérieure de la séquence. La discordance la plus manifeste (limite entre les unités 2a et 2b à la figure 1-32, discordance A de Morlan, 1980) passe latéralement à un paléosol et une tourbe formés sur le sol d'une forêt de résineux (Morlan et Matthews, 1983); certains des os trouvés en surface pourraient être des artefacts (voir la critique de Morlan, 1986). L'unité 2 contient deux téphras, celui de Surprise Creek près de la base, et celui d'Old Crow (Westgate et al., 1983, 1985; Schweger et Matthews, 1985) dans la partie supérieure, 1 ou 2 m sous la discordance A. L'unité 3, en contact franc sur l'unité 2, est composée d'argile glaciolacustre non fossilifère dont l'épaisseur maximale atteint 7 m. Cette argile, souvent coiffée de tourbe (unité 4b), constitue le matériau superficiel dans une grande partie de la plaine d'Old Crow. Par endroits, la tourbe repose sur des sables et silts fluviatiles (unité 4a) qui remplissent les chenaux creusés dans les sédiments glaciolacustres.

Le cadre chronologique des dépôts de la plaine d'Old Crow provient de datations au ^{14}C sur le bois, les tourbes et les os, de la datation des téphras par traces de fission et par thermoluminescence, de datation U-Th sur les os et de la stratigraphie paléomagnétique. Une partie de l'unité 1b possède une aimantation inverse (J.A. Westgate, Université de Toronto, communication personnelle, 1986) et pourrait avoir été déposée durant la Zone polaire inverse de Matuyama; elle aurait donc plus de 790 ka, mais moins de 2,5 Ma. L'âge de >1,2 Ma établi par la méthode des traces de fission pour le téphra de Little Timber et l'âge U-Th de >460 ka obtenu sur un os provenant de la partie inférieure de l'unité 2a, appuient cette suggestion. Les estimations de l'âge du téphra d'Old Crow varient d'environ 130 ka à 80 ka (Schweger et Matthews, 1985; Wintle et Westgate, 1986; Berger, 1987; J.A. Westgate, Université de Toronto, communication personnelle, 1987). Les datations au ^{14}C sur des débris végétaux trouvés près du sommet de l'unité 2b, 4 ou 5 m au-dessus du téphra d'Old Crow, donne des âges significatifs allant de 41 100 ± 1 650 BP à 31 300 ± 640 BP (GSC-2754, GSC-1191; tableau 1-2). Des débris organiques situés à peu près au même niveau stratigraphique dans la plaine de Bluefish ont été datés à 20 800 ± 200 BP (GSC-3946); la datation au ^{14}C par spectrographe de masse (accélérateur de particules) d'une défense de mammouth trouvée dans une autre coupe au même niveau donne un âge ^{14}C de 25 170 ± 630 BP (NMC-1232). Enfin, un os provenant d'alluvions sédimentées dans un chenal entaillé dans l'unité 3 a été daté à 12 460 ± 440 BP (I-3574).

L'unité 2 couvre donc une longue période, peut-être la plus grande partie du Pléistocène moyen et supérieur, durant laquelle il y a eu alternance d'intervalles de sédimentation fluviale, d'évolution pédogénique et de dégradation du pergélisol (Schweger et Matthews, 1985).

Les sédiments glaciolacustres de l'unité 3 se sont accumulés au cours de la Glaciation de Hungry Creek du Wisconsinien supérieur, lorsque l'Inlandsis laurentidien a

obstrué une importante rivière s'écoulant vers l'est, au col McDougall. Au maximum glaciaire, quelque temps après 36 900 ± 300 BP (GSC-2422) mais avant 16 000 ± 420 BP (GSC-2690), les glaces laurentidiennes ont envahi la dépression de Bonnet Plume et détourné le cours de la rivière Peel vers le nord, la faisant passer par la rivière Eagle et aboutir dans le réseau de la rivière Porcupine (Hughes et al., 1981; Vincent, 1989). L'inlandsis s'est avancé jusqu'aux monts Mackenzie et Richardson orientaux, atteignant une altitude d'environ 1 500 m près de la rivière Keele et de 885 m juste au sud de la plaine côtière du Yukon (Hughes, 1987). Le col McDougall (314 m) était donc bloqué et un lac, endigué à l'ouest. Toutefois, un âge wiconsinien supérieur pour la Glaciation de Hungry Creek est en contradiction avec des données provenant des Plaines intérieures au nord et à l'est, lesquelles suggèrent qu'une partie de la région n'était pas englacée durant cette période (Hughes et al., 1981; Rampton, 1982; voir aussi Vincent, 1989).

Le lac dans lequel l'unité 3 s'est accumulée s'était déjà vidangé vers 12 460 ± 440 BP (I-3574). Dès 10 850 ± 320 BP (I-4224), la rivière Old Crow s'était encaissée de 40 m dans le remblaiement pléistocène, atteignant presque son niveau actuel, et s'était intégrée au réseau de la rivière Porcupine, en Alaska.

Selon Thorson et Dixon (1983), qui ont étudié l'histoire alluviale de la rivière Porcupine en Alaska, il y a eu trois inondations glaciolacustres dans les plaines d'Old Crow et de Bluefish au cours du Wisconsinien, dont deux après 31 ka environ. Par contre, Morlan (1980) et Hughes et al., (1981) ont examiné la stratigraphie et la géochronologie de la plaine d'Old Crow et de la dépression de Bonnet Plume, et selon eux, il y aurait eu un seul épisode lacustre, représenté par l'unité 3, durant le Wisconsinien supérieur. Cependant, vu la teneur élevée en glace de l'unité 3, aucune coupe n'expose bien l'ensemble de la série glaciolacustre et l'unité pourrait donc représenter deux épisodes d'endiguement des eaux, ou davantage.

PALÉO-ÉCOLOGIE ET PALÉOCLIMATOLOGIE

J.J. Clague et G.M. MacDonald

Les données paléo-écologiques et paléoclimatologiques sur la Cordillère canadienne sont le fruit d'études de pollens fossiles, de macrofossiles végétaux, de paléosols, de spéléothèmes et de restes de vertébrés et d'invertébrés (fig. 1-33). La plupart de ces renseignements proviennent du sud de la région, mais même là, nos connaissances relatives à la paléo-écologie quaternaire demeurent incomplètes. Cette section offre un aperçu du climat et de la végétation au Quaternaire dans la Cordilllère canadienne; d'autres renseignements sont donnés au chapitre 7 de ce volume.

Côte de la Colombie-Britannique

L'étude des microfossiles végétaux provenant des sédiments d'âge wisconsinien moyen, situés dans la région côtière méridionale de la Colombie-Britannique et dans la partie adjacente de l'État de Washington, révèle que le climat de l'Intervalle non glaciaire d'Olympia était variable, bien que généralement plus froid que celui d'aujourd'hui (Hansen et Easterbrook, 1974; C.J. Heusser, 1977, 1983; Clague, 1978; Alley, 1979; Heusser et al., 1980; Hicock, 1980; Hebda et al., 1983). Certains des lits examinés par ces auteurs contiennent des assemblages caractérisés par la prédominence d'arbres croissant de nos jours à basse altitude; d'autres lits contiennent des associations caractéristiques de forêts subalpines ou de prairies à herbacées et graminées, indiquant donc un climat plus froid. Le climat des îles de la Reine-Charlotte était également un peu plus frais et plus humide durant une partie de l'Intervalle d'Olympia (Warner et al., 1984).

Les études palynologiques de sédiments mis en place dans la région du détroit de Georgia au début de la Glaciation de Fraser indiquent qu'il y a eu refroidissement progressif après 29 ka environ (Alley, 1979; Mathewes, 1979). Dès 21 ka, des prairies subalpines à bosquets et peut-être des communautés végétales alpines prédominaient dans les basses terres de l'est de l'île de Vancouver, où vivaient plusieurs grands vertébrés comme Mammuthus imperator (mammouth) et Symbos cavifrons (bœuf musqué) (Harington, 1975; Hicock et al., 1982b).

Un peu avant le maximum de la Glaciation de Fraser, une flore variée poussait dans certaines régions côtières de la province. Vers 18 ka, une forêt à Abies lasiocarpa-Picea cf. englemanii (sapin de l'Ouest-épinette d'Engelmann) et des prairies à bosquets existaient dans un milieu froid et humide au niveau de la mer, près de Vancouver (Hicock et al., 1982a). La température annuelle moyenne était d'environ 8 °C inférieure à celle d'aujourd'hui et la limite des arbres descendait de 1 200 à 1 500 m plus bas qu'aujourd'hui. Une flore aquatique et terrestre non arborescente variée, caractéristique de prairies alpines herbacées et arbustives, croissait dans les basses terres des îles de la Reine-Charlotte vers 15 ka (Warner et al., 1982; Warner, 1984).

La recolonisation végétale dans la région côtière de la province s'est effectuée peu après la déglaciation, à la fin de la Glaciation de Fraser (Mathewes, 1973, 1985; Hebda, 1983; Warner, 1984). Les premiers assemblages polliniques, dominés par des herbacées et des arbustes adaptés à un climat froid et relativement sec, datent d'environ 13 à 13,5 ka. Une forêt s'est établie vers 13 ka, et sa composition a commencé à changer avec l'arrivée de plantes venues de régions extraglaciaires et avec l'amélioration du climat. Entre 10,5 ka et 10 ka, le climat s'est réchauffé et asséché rapidement dans la région du détroit de Georgia, et il y a eu apparition de Pseudotsuga menziesii (sapin de Douglas) et de Tsuga heterophylla (pruche de l'Ouest). Il y a également eu réchauffement climatique dans les îles de la Reine-Charlotte à la même époque.

Pseudotsuga et Alnus (aulne) ont dominé les forêts côtières méridionales au début de l'Holocène (Mathewes, 1985), alors que le climat était sans doute similaire à celui d'aujourd'hui ou plus chaud. Les conditions les plus sèches et les plus chaudes de cet « intervalle xérothermique de l'Holocène inférieur » (Mathewes et Heusser, 1981) ont existé entre 10 et 7 ka. La période xérothermique (Hypsithermal) a été suivie d'une période généralement plus humide et plus fraîche. Les forêts modernes, dominées par Tsuga heterophylla et Thuja plicata (cèdre de l'Ouest), étaient déjà établies sur la côte méridionale vers 4 ou 5 ka

Clague, J.J. et MacDonald, G.M.
1989: Paléo-écologie et paléoclimatologie (Cordillère canadienne). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Figure 1.33. Études paléo-écologiques et paléoclimatiques du Quaternaire dans la Cordillère canadienne.

(Mathewes, 1985). Dans les îles de la Reine-Charlotte, les diagrammes polliniques ne présentent aucun indice manifeste du climat frais et humide actuel avant environ 3 ka, époque à laquelle Thuja plicata est devenue l'essence dominante des forêts des basses terres. La végétation côtière de la Colombie-Britannique a très peu changé depuis (Warner, 1984).

Intérieur de la Colombie-Britannique

Des fossiles animaux et végétaux trouvés dans les Sédiments de Bessette semblent indiquer que le climat du centre sud de la Colombie-Britannique était similaire à celui d'aujourd'hui durant au moins une partie de l'Intervalle non glaciaire d'Olympia (Fulton, 1975a; Alley et al., 1986). Le refroidissement climatique marquant le début de la Glaciation de Fraser a commencé vers 25 ka, mais le climat pléniglaciaire ne s'est vraiment établi que vers 19 ka (Alley et Valentine, 1977).

Au début de la déglaciation, les assemblages végétaux dans la partie intérieure méridionale de la province, tout comme sur la côte, étaient dominés par des espèces non arborescentes, témoignant d'un paysage ouvert et d'un climat généralement froid et peut-être sec (Hebda, 1982). Lors de la déglaciation, le climat était également froid et relativement sec dans la région d'Atlin, dans le nord-ouest de la province (Miller et Anderson, 1974), où une toundra arbustive existait sur des sites maintenant occupés par des pessières.

Dans la partie intérieure de la Colombie-Britannique, les données géologiques et botaniques quant aux conditions climatiques de l'Holocène inférieur et moyen sont complexes et parfois contradictoires. Les données palynologiques confirment généralement l'existence d'un intervalle xérothermique durant l'Holocène, bien que la chronologie proposée varie considérablement d'un endroit à l'autre (Clague, 1981; Mathewes, 1985). Par exemple, dans le centre sud de la province, Hansen (1955) a reconnu une période chaude et sèche allant de 7,5 ka à 3,5; selon Alley (1976b), l'intervalle hypsithermal y a plutôt duré d'environ 8,4 ka à 6,6 ka. Près de Lillooet, King (1980) a présenté des indices témoignant de niveaux lacustres bas, et donc de conditions xérothermiques persistant de 8 ka jusque bien après 7 ka. D'après Miller et Anderson (1974), la période la plus chaude de l'Holocène a duré d'environ 8 à 2,5 ka à Atlin. Les précipitations y étaient probablement équivalentes ou supérieures à celles d'aujourd'hui, contrairement à la situation reconnue dans le sud de la province.

Des restes d'arbres fossiles trouvés au-delà de la limite des arbres dans les montagnes de la Colombie-Britannique méridionale témoignent également d'un intervalle xérothermique holocène. Certains d'entre eux datent de l'Holocène inférieur et moyen et ont donné des âges ^{14}C allant de 9 070 ± 130 BP à 5 260 ± 200 BP (GSC-3173, Y-140bis; Clague, 1980; Ryder et Thomson, 1986).

L'intervalle xérothermique du sud de la Colombie-Britannique a été suivi d'une période généralement plus fraîche et plus humide, marquée par des fluctuations climatiques brusques mais relativement mineures. D'après Hebda (1972), les conditions climatiques essentiellement modernes se sont établies dans la région intérieure méridionale vers 4,5 ka, après une période de refroidissement et de précipitations accrues qui avait commencé entre 8 ka et 6 ka. Les études paléo-écologiques réalisées par Alley (1976b), Hazell (1976b) et King (1980) sur divers sites du sud de la Colombie-Britannique appuient généralement cette conclusion.

Yukon

Le Yukon revêt une importance considérable pour ce qui est des recherches paléo-écologiques, puisqu'une grande partie de son territoire n'a pas été englacée ou n'a été englacée qu'occasionnellement au cours du Quaternaire. Des coupes stratigraphiques dans les vallées fluviales, sur les plateaux et le long de la côte ont fourni des données fort pertinentes sur les paléo-milieux du Quaternaire inférieur et moyen (voir le diagramme pollinique de la falaise Twelvemile, rivière Porcupine, dans Schweger, 1989). Par contre, les données relatives aux paléo-milieux du Quaternaire supérieur proviennent principalement de carottes de sédiments prélevées dans les tourbières et lacs actuels.

Les pollens fossiles et les macrofossiles végétaux provenant de la région de la rivière Porcupine indiquent qu'une forêt dominée par *Picea* (épinette), *Pinus* (pin) et *Betula* (bouleau) et contenant également *Larix* (mélèze) et *Corylus* (noisetier) existait dans le nord du Yukon au cours du Pliocène et peut-être du Pléistocène inférieur (Lichti-Federovich, 1974; Pearce et al., 1982; Ritchie, 1984). Le climat était probablement plus chaud et plus humide qu'aujourd'hui. Dans le Yukon septentrional, la partie subséquente du Quaternaire semble avoir été caractérisée par l'alternance de toundra, représentée par des Cyperacées (carex), des Graminées et diverses plantes herbacées, et de forêts dominées par Picea (Lichti-Federovich, 1973, 1974; Matthews, 1975b; Schweger et Janssens, 1980; Hughes et al., 1981).

Dans le Yukon central, l'étude de paléosols formés sur les sédiments de l'Inlandsis de la Cordillère fournit des données supplémentaires sur les paléoclimats. Des sols luvisoliques développés sur des sédiments glaciaires antérieurs à l'avancée de Reid indiquent que le climat était tempéré et humide avant les glaciations de Klaza ou de Nansen, ou les deux (Foscolos et al., 1977; Rutter et al., 1978; Tarnocai et al., 1985). La présence de luvisols et de brunisols moyennement bien développés sur le Drift de Reid témoigne d'un climat frais sub-humide durant l'Intervalle non glaciaire de Boutellier. La forêt boréale a dominé durant une partie de l'intervalle, mais le climat est devenu plus froid qu'aujourd'hui vers 37,7 ka (Denton et Stuiver, 1967; Schweger et Janssens, 1980). Les paléosols contiennent des structures périglaciaires et cryogéniques, telles que des coins de sable, des géliturbations sableuses et des pierres orientées, formées sous un climat froid et sec au cours des glaciations de Reid et de McConnell.

Les restes abondants de plus de 60 espèces de vertébrés pléistocènes, y compris *Equus* (cheval), *Bison* (bison) et *Mammuthus* (mammouth), ont été trouvés à plusieurs sites de la région non englacée du nord du Yukon, près de Dawson et d'Old Crow par exemple (Harington, 1970, 1978). Malheureusement, la plupart des collections décrites sont remaniées et sans contexte stratigraphique (Morlan, 1980), ce qui limite considérablement leur utilité pour l'analyse paléo-écologique.

Des carottes sédimentaires, provenant de lacs et de tourbières et datées au ^{14}C, fournissent une foule de données paléo-écologiques sur le Pléistocène supérieur et l'Holocène du Yukon (par ex., Terasmae et Hughes, 1966;

Rampton, 1971b; Birks, 1980; Cwynar, 1982; Ovenden, 1982; Bourgeois et Geurts, 1983; MacDonald et Cwynar, 1985). En outre, des données polliniques, des macrofossiles végétaux, des fossiles d'insectes et des restes de vertébrés du Quaternaire supérieur ont été obtenues dans des dépôts de caverne (Ritchie et al., 1982) et dans des coupes naturelles le long de cours d'eau et des côtes du Yukon (Matthews, 1975a; Cumbaa et al., 1981; Rampton, 1982; Morlan et Matthews, 1983). Ensemble, ces études donnent des informations détaillées sur l'évolution paléo-environnementale au cours des 30 000 dernières années.

Les diagrammes polliniques, et de macrofossiles végétaux montrent qu'une toundra caractérisée par des Cyperacées, des Graminées, Artemisia (armoise) et diverses plantes herbacées occupait le Yukon durant le Wisconsinien supérieur. Elle était déjà très répandue dès 30 ka (Rampton, 1971b; Cwynar, 1982). De 30 ka à 14 ka, la végétation devait ressembler à une toundra éparse à travers des champs de pierres, assez typique des îles de l'Arctique d'aujourd'hui (Cwynar et Ritchie, 1980; Cwynar, 1982; Ritchie et Cwynar, 1982; Ritchie, 1984). Cette interprétation s'oppose à celle de Guthrie (1968, 1982) et de Matthews (1976, 1982) qui proposent l'existence d'une toundra très productive de type steppique au Yukon à cette époque. Bien que cette question demeure très controversée, l'on convient généralement du fait que la couverture végétale disponible assurait l'existence d'une population raisonnablement nombreuse de mammifères et que le climat était très froid et aride (Guthrie, 1982; Ritchie, 1984).

Le climat du nord du Yukon s'est légèrement réchauffé entre environ 23 et 18,5 ka, à en juger par l'accroissement du pollen de Picea, d'Alnus et de Betula à certains sites, et par la présence d'espèces d'ostracodes et de coléoptères typiques de la toundra arbustive moderne et de la limite entre la forêt et la toundra (Cwynar, 1982; Rampton, 1982).

La phase subséquente de toundra à herbacées et saules a pris fin vers 12 ka avec l'établissement d'une toundra à bouleaux presque partout dans le Yukon septentrional (Matthews, 1975a; Ovenden, 1982; Ritchie, 1982; Ritchie et al., 1982). En général, ce changement est attribué à un réchauffement climatique, bien que la nature diachrone de la propagation des bouleaux dans le nord-ouest du Canada reste énigmatique (Ritchie, 1984). Populus (peuplier), Myrica (myrique baumier) et Typha (quenouille) croissaient au nord de leurs limites actuelles dans cette région vers 10 ou 11 ka (Cwynar, 1982; Rampton, 1982; Ritchie et al., 1983) et le climat y était plus chaud que de nos jours.

L'abondance des pollens de *Picea* a augmenté significativement dans le nord du Yukon à compter de 10 ka, peut-être par suite de l'invasion d'épinettes venant de l'est (Hopkins et al., 1981) et du sud (Ritchie et MacDonald, 1986; MacDonald, 1987b). La dissémination de Picea et plus tard, celle d'Alnus, ont apparemment été diachrones, le premier n'ayant pas atteint certains sites du Yukon central et méridional avant 9 ka et le second n'ayant acquis son abondance et sa distribution actuelles qu'après 6 ka (Rampton, 1971b; Hopkins et al., 1981). La végétation semble avoir très peu changé depuis l'établissement de Picea et d'Alnus, sauf à certains sites climatiquement plus sensibles, près de la limite des arbres et dans certaines parties du Yukon méridional, où Pinus n'a que récemment (< 0,5 ka) atteint sa limite septentrionale actuelle (MacDonald et Cwynar, 1985).

Il y a dans les monts St. Elias d'excellents indicateurs des changements climatiques de l'Holocène moyen et supérieur. Des souches trouvées au-dessus de la limite actuelle des arbres ont été datées à 5,35 ka, à 5,25 ka, entre 3,0 et 3,6 ka, et entre 1,23 et 2,1 ka (Rampton, 1971b; Denton et Karlén, 1977); le climat était alors sans doute plus chaud qu'aujourd'hui. Le climat s'était refroidi aux époques où les glaciers ont avancé au-delà de leurs limites actuelles (2,9 à 2,1 ka, 1,23 à 1,05 ka, et 0,5 à 1,0 ka). Ces données et d'autres (par ex., Bourgeois et Geurts, 1983) révèlent que la végétation du Yukon a légèrement varié dans les sites sensibles aux variations climatiques, durant la seconde moitié de l'Holocène.

Cordillère orientale

Les diagrammes polliniques provenant des Rocheuses et des monts Richardson indiquent que le climat du Wisconsinien supérieur était froid et probablement aride dans la Cordillère canadienne orientale. Une toundra herbacée éparse, où dominaient des Cyperacées, des Graminées, Salix, Artemisia, et diverses plantes herbacées, existait sur l'avant-pays des Rocheuses au début de la phase de déglaciation (Mott et Jackson, 1982; MacDonald, 1982). Elle s'y est transformée en toundra arbustive vers la fin du Pléistocène. Une toundra herbacée existait dans les monts Richardson entre 15 ka et 12 ka (Ritchie, 1982), et a été remplacée peu après par une toundra arbustive à Betula glandulosa (bouleau glanduleux).

Un certain nombre de données ont été recueillies sur la paléo-écologie holocène du sud des Rocheuses et la partie adjacente des Plaines intérieures, de la région de la rivière de la Paix, des monts Mackenzie et des monts Richardson. *Rocheuses méridionales et plaines adjacentes.* Des forêts de conifères dominées par Picea et Pinus ont envahi les vallées inférieures des montagnes du sud-ouest de l'Alberta et du sud-est de la Colombie-Britannique entre 12 et 10 ka environ, et y ont remplacé une végétation non arborescente et, par endroits, des peuplements pionniers de Populus (peuplier-tremble) (Harrison, 1976; Schweger et al., 1981; MacDonald, 1982; Mott et Jackson, 1982; Fergusson et Hills, 1985). Pinus contorta (pin lodgepole) croissait déjà près de la limite actuelle des arbres vers 9,7 ka (Kearney et Luckman, 1983b; Beaudoin, 1984). La végétation des Rocheuses méridionales n'a probablement pas beaucoup changé depuis, sauf en certains sites aux limites supérieure et inférieure des forêts.

L'étude des pollens, des macrofossiles végétaux et des paléosols montre que la limite des arbres a fluctué plusieurs fois dans les Rocheuses méridionales au cours de l'Holocène, sans doute par suite de variations de la température et des précipitations (Reeves et Dormaar, 1972; Reeves, 1975; Kearney et Luckman, 1983a, b; Beaudoin, 1984, 1986). Durant la plus grande partie de l'Holocène moyen et inférieur, la limite des arbres était plus élevée qu'aujourd'hui et le climat plus chaud. Le climat s'est ensuite refroidi, devenant similaire à celui d'aujourd'hui à compter de 5 ka. D'autres fluctuations complexes, mais mineures, de la limite des arbres au cours de l'Holocène supérieur sont associées aux oscillations climatiques néoglaciaires.

Des données sur les faunes malacologiques holocènes provenant des Rocheuses méridionales et des Plaines intérieures appuient ces conclusions (Harris et Pip, 1973; Mac-

Donald, 1982). Elles montrent que la faune régionale était riche en espèces méridionales entre environ 9 et 6 ka et que l'abondance des taxons septentrionaux s'est accrue par la suite.

Des vertébrés fossiles, représentant une faune d'ongulés, ont été trouvés dans des graviers de terrasse datés de 10 à 11 ka en bordure de la rivière de la Paix; les principaux taxons sont *Camelops cf. hesternus* (chameau), *Bison bison antiquus* (bison), *Equus conversidens* (hémione du Mexique), *Mammuthus*, *Cervus canadensis* (wapiti), *Rangifer tarandus* (caribou) et *Ovis canadensis* (mouflon d'Amérique) (Churcher, 1968, 1975; Wilson, 1974; Wilson et Churcher, 1978). Cette faune aurait vécu dans une prairie à bosquets similaire à celle qui existe aujourd'hui dans le centre et le sud de l'Alberta (Wilson et Churcher, 1978), mais aucune donnée paléobotanique qui permette de confirmer ou de réfuter cette hypothèse n'est disponibles.

En bref, vers 10 ka, le climat s'était suffisamment amélioré pour permettre l'instauration, dans les Rocheuses méridionales, d'une végétation régionale similaire à celle d'aujourd'hui. Le réchauffement général semble avoir continué jusqu'au milieu de l'Holocène, avec toutefois de brèves périodes probables de refroidissement. Ces conditions plus chaudes ont pris fin vers 4 ou 5 ka.

Région de la rivière de la Paix. Les données paléobotaniques sur l'Holocène sont tirées de carottes sédimentaires provenant de lacs situés dans les collines Clear (MacDonald, 1987a), dans les collines Saddle (White et Mathewes, 1986) et près de Fort St. John (White et Mathewes, 1982). Les diagrammes polliniques des collines Clear montrent qu'entre 10,7 et 9,9 ka, la végétation était dominée par Artemisia, des Cyperacées, des Graminées, Salix et Populus. Les pessières s'y sont établies entre 9,9 et 9 ka, et Pinus est apparu vers 7,5 ka. Pinus et Picea étaient probablement déjà arrivés dans les collines Saddle vers 11 ka. Les diagrammes polliniques révèlent qu'il n'y a eu aucun changement majeur dans la forêt boréale de la région de Fort St. John au cours des 7 250 dernières années.

Les vertébrés fossiles suivants, datant du début du postglaciaire, ont été trouvés dans la partie orientale de la région de la rivière de la Paix: Mammuthus primigenius, Equus, trois espèces de Bison, un camélidé, Cervus canadensis et Ovis; cette faune est indicatrice d'un milieu similaire à la prairie à bosquets qui existe de nos jours dans le sud et le centre de l'Alberta (Churcher et Wilson, 1979).

Ni les données polliniques ni les vertébrés fossiles de cette partie de la Cordillère orientale n'ont enregistré un signal climatique clair. La transition de la prairie à bosquets à la forêt conifèrienne de l'Holocène inférieur pourrait refléter des taux différentiels de migration des espèces végétales dominantes plutôt que des variations climatiques. Cependant, la formation de petits lacs et de tourbières dans toute la région entre 7 et 5 ka témoigne peut-être de climats plus humides à l'Holocène moyen et supérieur (White et Mathewes, 1986; MacDonald, 1987a).

Monts Mackenzie et Richardson. Deux études de la palynostratigraphie et des macrofossiles végétaux holocènes ont été menées dans les monts Mackenzie, l'une dans la zone de forêt boréale au sud-est (Matthews, 1980), et l'autre dans une petite tourbière située au-delà de la limite des arbres, près de la crête du chaînon (MacDonald, 1983). La première indique qu'une forêt dominée par l'épinette existait déjà dans la région vers 9,6 ka et qu'Alnus et Pinus sont apparus vers 8,7 et 6,7 ka, respectivement. L'autre étude montre qu'une toundra arbustive à bouleaux a dominé dans les régions sommitales entre au moins 8,6 et 7,7 ka, après quoi il y a eu établissement de Picea. Entre 7,7 et 5 ka, la limite des arbres était plus élevée à ce site et le climat y était plus chaud que de nos jours

Plus loin au nord, dans les monts Richardson, une toundra arbustive à bouleaux a dominé de 11 à 9 ka (Ritchie, 1982). Picea est répandu vers 9 ka et s'est établi en moins d'un millénaire. Alnus est apparu vers 7,5 ka et avait déjà atteint son abondance actuelle à 6,5 ka. Betula neoalaskanis (bouleau de l'Alaska) semble avoir atteint son extension et son abondance actuelles à compter de 6 ka. Bien que tous ces changements puissent être le résultat de retards dans les migrations, les données polliniques, les macrofossiles végétaux et les invertébrés fossiles provenant de sites dans le delta du Mackenzie et la plaine côtière du Yukon indiquent que le climat en bordure des monts Richardson était beaucoup plus chaud qu'aujourd'hui, depuis environ 11 ka jusqu'à 5 ou 6 ka (Ritchie et al., 1983).

FLUCTUATIONS HOLOCÈNES DES GLACIERS

J.M. Ryder

La cartographie détaillée des moraines et les études stratigraphiques ont permis de reconnaître les fluctuations holocènes des glaciers dans la Cordillère canadienne (tableau 1-3). Ces fluctuations ont été datées par dendrochronologie, par lichénométrie, par le ^{14}C, et par un examen des relations stratigraphiques entre les sédiments glaciaires et les divers téphras.

Alley (1976a) et Duford et Osborn (1978) ont décrit les moraines datant de la fin du Pléistocène ou de l'Holocène inférieur dans les hautes terres de Shuswap, dans le centre sud de la Colombie-Britannique; Luckman et Osborn (1979) et Osborn (1985) ont décrit celles des Rocheuses méridionales, et Ricker (1983), celles de la chaîne Côtière méridionale. Les moraines de Harper Creek et de Dunn Peak, dans les hautes terres de Shuswap, se situent dans des cirques au-delà de moraines de l'Holocène supérieur et leur âge est supérieur à 7 985 ± 125 BP et 7 390 ± 250 BP, respectivement (I-9162, GX-4039; tableau 1-2). Dans les Rocheuses, les moraines et glaciers rocheux de l'avancée de Crowfoot, datés à plus de 6,8 ka, se trouvent généralement à 1 km ou moins des marges glaciaires actuelles. Les avancées de Dunn Peak et de Crowfoot ont eu lieu après un retrait considérable, voire complet, des glaciers du Wisconsinien supérieur, donc avant 12 ka. D'après Davis et Osborn (1987), ces avancées et d'autres oscillations comparables survenus ailleurs dans la Cordillère nord-américaine datent vraisemblablement de la fin du Pléistocène, plutôt que de l'Holocène inférieur.

Une période de croissance des glaciers, appelée « Néoglaciaire » par Porter et Denton (1967), a eu lieu au cours de l'Holocène moyen et supérieur, après l'intervalle hypsithermal. Des avancées du Néoglaciaire inférieur sont reconnues dans la chaîne Côtière méridionale (« phase de Garibaldi » de Ryder et Thomson, 1986) et dans la partie

Ryder, J.M.
1989: Fluctuations holocènes des glaciers (Cordillère canadienne). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Tableau 1-3. Fluctuations holocènes des glaciers de la Cordillère canadienne

	Chaîne Côtière	Hautes terres de Shuswap		Rocheuses	Monts St. Élias
	Ryder and Thomson, 1986 Ryder, 1987	Alley, 1976a	Duford et Osborn, 1978	Luckman et Osborn, 1979 Luckman, 1986	Denton et Karlén, 1977
	avancée du Néoglaciaire supérieur	avancée de Mammoth Creek	avancée de Raft Mountain	avancée de Cavell	avancées du Néoglaciaire supérieur
Phase du Néoglaciaire supérieur	maximum - 0,1-0,3 ka début - >0,9 ka	phase récente - <0,4 ka phase ancienne - 0,8-1,0 ka	"quelques derniers siècles"	maximum - <0,1-0,4 ka début - >0,6 ka	phase supérieure · maximum - 0,1-0,5 ka phase supérieure · début - >0,5 ka phase inférieure - 1,05-1,23 ka
	avancée de Tiedemann	avancée de Battle Mountain			avancée du Néoglaciaire moyen
Phase du Néoglaciaire moyen	fin - <1,9 ka maximum - 1,9-2,3 ka[1] début - ≥3,3 ka	>2,4 ka <3,4 ka			fin - 2,1 ka maximum - 2,6-2,8 ka début - 2,9 ka
Phase du Néoglaciaire inférieur	phase de Garibaldi vers 5 ou 6 ka				
Phase de l'Holocène inférieur-Pléistocène supérieur		avancée de Dunn Peak[2]	avancée de Dunn Peak >7,4 ka <11 ka	avancée de Crowfoot >6,8 ka <12 ka	

1 2,3 ka pour le glacier Tiedemann, 1,9 ka pour le glacier Gilbert

2 Alley (1976a) croyait que l'avancée de Dunn Peak était âgée de 4 ou 5 ka, mais Duford et Osborn (1978, 1980) ont montré qu'elle est antérieure à 7,4 ka

Figure 1.34. Moraines du Petit Âge glaciaire en bordure du glacier Tiedemann, dans la chaîne Côtière méridionale, en Colombie-Britannique.

avoisinante de l'État de Washington (Miller, 1969; Beget, 1984). La phase de Garibaldi est mal datée, mais elle a probablement eu lieu entre 6 et 5 ka (Ryder et Thomson, 1986). Une avancée sur le pic Dome, dans le nord de l'État de Washington, s'est produite au début du néoglaciaire, peu après 5 ka (Miller, 1969).

Il y a eu croissance des glaciers dans plusieurs régions de la Cordillère canadienne et ailleurs dans l'ouest de l'Amérique du Nord entre 3,3 et 1,9 ka (Porter et Denton, 1967; Denton et Karlén, 1973, 1977; Burke et Birkeland, 1983; Ryder et Thomson, 1986). Des avancées datant de cette période ont été documentées pour trois glaciers de la chaîne Côtière (Ryder et Thomson, 1986): (1) le glacier Tiedemann a atteint son extension holocène maximale vers 2,3 ka; (2) une avancée du glacier Gilbert a commencé avant 2,2 ka et a culminé peu après 2,0 ka; (3) le glacier Frank Mackie avait sensiblement la même extension vers 2,7 ka qu'aujourd'hui. Une importante avancée néoglaciaire du glacier Bugaboo, dans les monts Colombia, a commencé avant 2,4 ka (Osborn, 1986). L'avancée de Battle Mountain dans les hautes terres de Shuswap a atteint son maximum entre 3,4 et 2,4 ka (Alley, 1976a). Les glaciers des monts St. Elias se sont avancés durant cette même période générale, atteignant leur maximum vers 2,6 à 2,8 ka (Denton et Karlén, 1977). Les glaciers des Rocheuses méridionales ont à nouveau commencé à s'avancer au-delà de leur position de retrait de l'Holocène moyen avant 3 ka et ont peut-être atteint leur extension actuelle dès 2,7 ka (Leonard, 1986b).

Une brève avancée a eu lieu localement dans les monts St. Elias vers 1,23 à 1,05 ka (Denton et Karlén, 1977). Cette avancée n'a pas été documentée ailleurs dans la Cordillère canadienne et a dû être peu importante. Toutefois, sur la foi de données palynologiques, Alley (1976b) a préconisé que la phase relativement humide qui prédomine actuellement à Kelowna avait débuté à peu près à cette époque.

Dans plusieurs régions de la Cordillère, les glaciers ont atteint leur extension holocène maximale au cours des derniers siècles, détruisant ou enfouissant les indices d'avancées antérieures. Cet intervalle de croissance glaciaire, appelé « Petit Âge glaciaire », a été reconnu dans les chaînes de montagnes du monde entier (voir la synthèse et la bibliographie dans Porter et Denton, 1967; Denton et Karlén, 1973). Les avancées du Petit Âge glaciaire ont produit des crêtes morainiques fraîches, à végétation éparse, adjacentes à la plupart des glaciers actuels (fig. 1-34). La datation de souches et de racines in situ et mises à découvert par le retrait récent des glaciers de la chaîne Côtière méridionale, montre que le Petit Âge glaciaire a commencé avant 0,9 ka et s'est poursuivi presque continuellement jusqu'à 0,1 ou 0,2 ka (Mathews, 1951a; Ryder et Thomson, 1986). La datation de matériaux similaires dans la chaîne Côtière septentrionale indique que l'avancée des glaciers y a commencé avant 0,6 ka (Ryder, 1987). Les premières avancées du Petit Âge glaciaire pourraient être antérieures à 0,6 ka dans les Rocheuses (Luckman et Osborn, 1979; Leonard, 1986a), et à 0,5 ka dans les monts St. Elias (Denton et Stuiver, 1966; Rampton, 1970; Denton et Karlén, 1977).

La dendrochronologie et la lichénométrie révèlent que la plupart des glaciers de la Cordillère canadienne ont commencé à se retirer de leur position maximale du Petit Âge glaciaire à plusieurs reprises au XVIII^e^ et XIX^e^ siècles et au début du XX^e^ siècle (Mathews, 1951a; Denton et Karlén, 1977; Duford et Osborn, 1978; Luckman et Osborn, 1979; Osborn, 1985; Luckman, 1986; Ryder, 1987). Depuis, le retrait des glaciers a été généralement sporadique, et entrecoupé de pauses et de réavancées. Aujourd'hui, les glaciers ont presque tous une extension moindre qu'au maximum du Petit Âge glaciaire.

La plupart des glaciers des Rocheuses et de la chaîne Côtière ont atteint leur extension holocène maximale au cours du Petit Âge glaciaire. Par contre, dans les hautes terres de Shuswap, les avancées de l'Holocène inférieur ont été plus importantes que les avancées subséquentes. Certains glaciers des monts St. Elias ont atteint leur limite holocène maximale vers 2,6 à 2,8 ka, et d'autres au cours du Petit Âge glaciaire.

IMPORTANCE ÉCONOMIQUE DE LA GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE

J.J. Clague

Les dépôts et processus géologiques du Quaternaire sont des caractéristiques intrinsèques de la Cordillère canadienne, et sont donc d'une grande importance pour le développement économique de la région. Cette section porte sur leur rôle dans l'économie de la région, notamment dans le cadre du développement urbain et industriel, de l'exploitation des ressources, et de l'existence de dangers naturels.

Fondations et excavations

La plupart des villes de la Cordillère canadienne sont situées dans des régions de faible relief et d'altitude peu élevée, et reposent sur d'épais sédiments quaternaires. Les travaux d'excavation sont relativement faciles et peu coûteux, ce qui facilite la construction des routes, des égouts et des aqueducs. Par contre, certaines précautions sont essentielles afin d'éviter les glissements de terrain et d'assurer la stabilité des structures construites sur le pergélisol et sur les matériaux meubles saturés ou très compressibles. Par exemple, il a fallu, à grands frais, soumettre à des précontraintes les sédiments fins compressibles du delta du Fraser avant d'agrandir l'aéroport international de Vancouver dans les années 60 (Meyerhof et Sebastyan, 1970). En outre, les autorités ont dû réglementer les travaux de construction sur les replats instables de silt glaciolacustre à Kamloops, à Penticton et dans certaines collectivités de l'intérieur de la province, afin d'éviter ou de minimiser les risques de pertes humaines et matérielles dues aux glissements de terrain.

Agriculture

Dans la Cordillère canadienne, les territoires propices à l'agriculture sont situés princpalement dans les fonds de vallée, dans les basses terres côtières et intramontagneuses et sur certains plateaux, et représentent moins de 2% de tout le territoire de la région (Barker, 1977). Les terres les plus fertiles et les plus productives reposent sur des silts et argiles glaciolacustres ou glaciomarins (anciens bassins lacustres ou basses terres côtières jadis submergées par la mer), de même que sur des sables et silts fluvia-

Clague, J.J.
1989: Importance économique de la géologie du Quaternaire (Cordillère canadienne). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 1, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

tiles (terrasses fluviatiles et plaines inondables modernes). Le till est moins propice à l'agriculture, car il est graveleux et souvent associé à des terrains irréguliers; néanmoins, de vastes étendues de moraines de fond ondulées dans l'intérieur de la Colombie-Britannique, servent de pâturages et de terres pour les cultures fourragères.

Foresterie

Bien que 60 % de la Cordillère canadienne soient boisés, les forêts exploitables ne couvrent qu'un tiers de la Colombie-Britannique et un dixième du Yukon (Barker, 1977). La productivité forestière est la plus élevée dans la région côtière humide de la Colombie-Britannique, notamment dans les basses terres. Les arbres sont généralement plus petits et la productivité est moins élevée dans les régions relativement sèches de l'intérieur de la province. La productivité est également faible là où la nappe phréatique atteint presque la surface (par ex., dans les tourbières), dans les régions sporadiquement inondées (par ex., les plaines inondables) et dans la plus grande partie de la Cordillère septentrionale. Les forêts exploitables sont rares dans les montagnes accidentées, car le climat y est généralement rude; en outre, les versants rocheux abrupts recouverts de minces sédiments glaciaires blocailleux et de colluvions offrent un substrat médiocre aux arbres et sont sujets aux avalanches. La nature des terrains influe beaucoup moins sur la productivité forestière à l'extérieur des grandes chaînes de montagnes, quoique dans les régions à sécheresse estivale, les sédiments fins à forte capacité de rétention d'eau (par ex., tills argileux, silts et argiles glaciolacustres) sont plus productifs que les sédiments grossiers bien drainés (par ex., graviers d'épandage fluvioglaciaire); c'est l'inverse qui s'applique dans les régions de pergélisol discontinu. La nature du substrat peut également influer sur la composition de la forêt. Par exemple, dans une région donnée, la forêt occupant un till à surface ondulée peut être très différente de celle occupant des terrasses fluvioglaciaires graveleuses.

La géologie et la topographie ont aussi un impact important sur les coûts des travaux forestiers. En général, la construction routière et l'exploitation forestière coûtent beaucoup plus cher sur les versants rocheux abrupts que sur les surfaces à faible relief, formées de sédiments quaternaires. Les coûts économiques et environnementaux peuvent être tellement élevés, par exemple sur les versants sujets aux glissements de terrain, que l'exploitation forestière n'est plus rentable.

Exploitation minière

La glaciation a joué un rôle crucial, quoique largement négatif, sur le développement des ressources minérales dans la Cordillère canadienne. Les glaciers pléistocènes ont érodé les manteaux supergènes altérés de nombreux gîtes minéraux, dispersant des minerais secondaires d'excellente valeur. Bon nombre de gîtes minéraux primaires alors exposés par les glaciers sont maintenant enfouis sous des sédiments plus récents, donc impossibles à découvrir par les méthodes classiques de prospection. Il faut alors avoir recours à des levés géophysiques, géochimiques et aéromagnétiques et à des forages. Pour déceler certains gîtes superficiels et souterrains, il est possible de suivre les blocs minéralisés le long des anciennes lignes d'écoulement glaciaire, jusqu'à ce que leur source soit retrouvée. Parfois, il faut reconnaître et cartographier les régions où le till contient de fortes teneurs en métaux de base (« traînées de dispersion »).

Plus de 50 % de l'or et 4 % de l'argent produits dans la Cordillère canadienne proviennent de placers formés dans les sédiments du Quaternaire et du Tertiaire supérieur (fig. 1-35, 1-36; Debicki, 1983; voir aussi Morison, 1989). Certains placers sont antérieurs à une ou plusieurs glaciations et n'ont pas été érodés ou recouverts par les glaciers; d'autres sont postérieurs à la dernière glaciation. La plupart des placers de la Cordillère, indépendamment de leur âge, sont des graviers fluviatiles ou fluvioglaciaires. Les dépôts les plus riches se trouvent dans des vallées fluviales et des ravins en terrain accidenté. D'autres sont associés à des filons et en sont manifestement dérivés (par ex., les placers des terrains aurifères du district de Cariboo); d'autres encore n'ont aucune source évidente dans le substratum rocheux.

Trois exemples permettent d'illustrer la variété des placers aurifères de la Cordillère. Les placers du Klondike, découverts en 1896, ont fourni environ 285 000 kg d'or, soit plus de 50 % de la production d'or alluvial dans la Cordillère canadienne (fig. 1-36; McConnell, 1905; Boyle, 1979; Morison, 1987). L'or y est concentré dans plusieurs vallées encaissées dans des hautes terres non englacées aux environ de Dawson au Yukon. Ces larges vallées à fond plat sont localement étagées en aval; mais elles se resserrent en amont pour former des ravins à parois raides et se terminent brusquement en de vastes amphithéâtres. Ces placers doivent leur formation au soulèvement et à l'érosion, au Tertiaire supérieur, de schistes aurifères profondément altérés. Les graviers aurifères de White Channel se sont accumulés dans de larges vallées creusées dans les hautes terres soulevées. Plus tard, au cours du Pléistocène, les cours d'eau se sont encaissés dans ces graviers et dans le substratum rocheux, et ont édifié une série de terrasses de plus en plus basses. Ces cours d'eau, après avoir achevé le creusement de leurs vallées, y ont déposé les graviers remaniés de White Channel à une époque indéterminée, mais antérieure à 50 ka (Naeser et al., 1982). La majeure partie de l'or du Klondike provient des dépôts basaux de White Channel sur les replats le long des versants des vallées, ainsi que des graviers au fond des vallées adjacentes.

Les placers du district de Cariboo, découverts en 1860, ont fourni plus de 70 000 kg d'or, plus que tout autre district placérien en Colombie-Britannique (Johnston et Uglow, 1926; Boyle, 1979). Plusieurs types de sédiments aurifères existent dans la région et l'or qui s'y trouve a subi un cheminement complexe après avoir été libéré au Tertiaire des filons et veines de quartz aurifère présents dans les roches métasédimentaires. Dans un premier temps, il y a eu mise en place des graviers et colluvions aurifères au cours du Tertiaire dans des vallées creusées dans le haut plateau. Ensuite, durant le Pléistocène, la région a été englacée à plusieurs reprises. Certains placers tertiaires ont été érodés par les glaciers pléistocènes et remaniés par les cours d'eau fluvioglaciaires, tandis que d'autres ont été préservés sous une épaisse couverture de sédiments glaciaires. Des placers aurifères se sont également formés au cours des intervalles non glaciaires du Pléistocène, lorsque les cours d'eau remaniaient des graviers aurifères plus anciens. Finalement, des graviers fluviatiles aurifères se sont accumulés dans certaines vallées à la fin du Pléistocène et durant l'Holocène et reposent maintenant sous les

plaines alluviales modernes et sous les terrasses fluviales; leur teneur en or est variable quoique généralement faible.

Les placers d'Atlin, découverts en 1898, sont situés dans des vallées creusées dans des hautes terres qui ont été englacées à plusieurs reprises au cours du Pléistocène. L'or alluvial provient de graviers fluviatiles dans une région où existent des gisements de sulfures métalliques et des filons de quartz aurifère (Boyle, 1979). Le district d'Atlin comprend deux grandes catégories de graviers aurifères: (1) des graviers jaunes très altérés et datant du Tertiaire et du Pléistocène et (2) des graviers peu altérés, enlevés par l'érosion aux sédiments glaciaires et à d'anciens dépôts aurifères durant et après la déglaciation du Wisconsinien supérieur.

Matériaux de construction

Les dépôts quaternaires constituent des sources économiquement importantes de granulats. La demande de graviers et de sables, utilisés notamment pour la construction des routes, est très forte dans tous les centres urbains de la Cordillère canadienne. Depuis quelques années, la valeur annuelle de ces matériaux est de l'ordre de

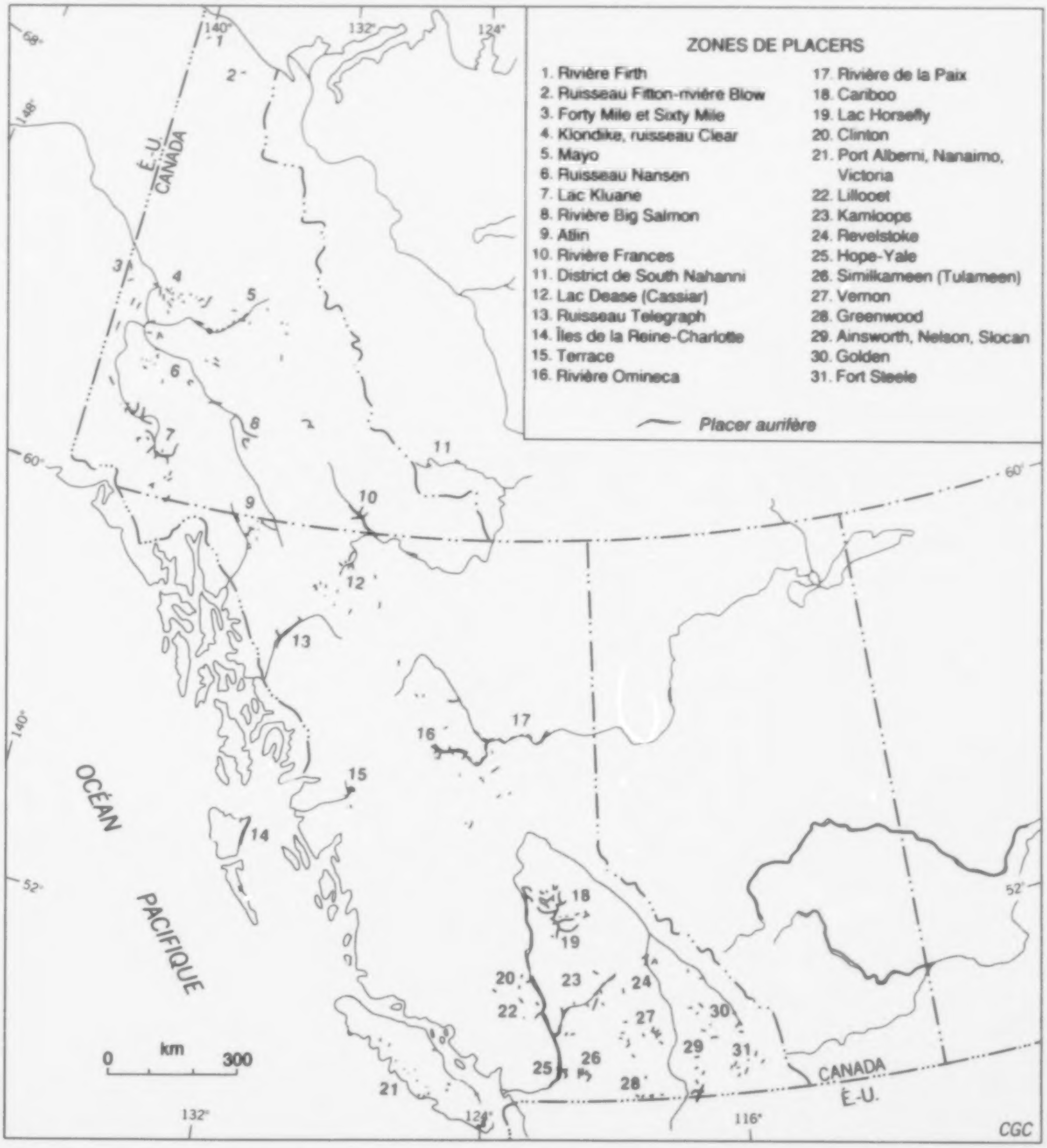


Figure 1.35. Placers aurifères dans la Cordillère canadienne (adapté de Boyle, 1979, fig. 79).

50 000 000 $ à 100 000 000 $ (ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources pétrolières de la Colombie-Britannique, 1980). La majeure partie de l'extraction a lieu près d'agglomérations urbaines où la presque totalité des matériaux en question sont employés dans les bétons et les revêtements asphaltés, et comme matériau de remblai. Les sources d'approvisionnement à proximité de Vancouver, de Victoria et de quelques autres villes seront bientôt épuisées, ou encore bloquées par le lotissement résidentiel, et il faudra faire venir de loin et à grands frais ces matériaux. À certains endroits, les frais de transport étant prohibitifs, on emploie de la roche concassée au lieu du gravier pour certains usages.

Une grande variété de sédiments quaternaires sont exploités comme source de granulat. Presque tout le gravier et le sable provenant de la Cordillère canadienne sont

Figure 1.36. La région aurifère du Klondike, près de Dawson, au Yukon. D'énormes quantités d'or placérien ont été extraites des graviers plio-pléistocènes recouvrant les hautes terrasses rocheuses de la région; les flèches montrent les anciennes installations hydrauliques. Il y a aussi de l'or alluvionnaire dans les graviers plus récents, sous les terrasses et sous les fonds de vallées actuels. Les gîtes de fonds de vallées ont été intensément exploités au moyen de dragues (coin inférieur droit) qui ont laissé de longues traînées tortueuses de résidus, bien visibles le long de la rivière Klondike et du ruisseau Bonanza. Photothèque nationale de l'air A17155-99.

extraits de dépôts d'épandage fluvioglaciaire et de dépôts juxtaglaciaires mis en place durant l'avancée ou le retrait de la dernière glaciation. Ces matériaux se trouvent normalement au-dessus du niveau de base actuel et sont découpés en terrasses; ils sont donc faciles à extraire, sauf lorsqu'ils sont couverts de till, de silt ou d'argile épais. Les dépôts fluviatiles holocènes fournissent aussi d'énormes volumes de matériaux de remblai et de granulats. À certains endroits, les dépôts de plages pléistocènes et même des tills et des colluvions blocailleuses sont exploités comme ressource granulaire. Du till, des colluvions et de l'argile sont également utilisés lorsque des matériaux de remblai peu perméables sont requis, par exemple dans les barrages en terre. Enfin, des graviers obtenus par dragage du fond marin répondent aux besoins de certaines collectivités qui ne disposent pas de dépôts terrestres convenables (par ex., Prince Rupert).

Les dépôts d'argile glaciomarine ont jadis servi à la fabrication de briques, de tuiles et de produits connexes, en Colombie-Britannique. Aujourd'hui, malgré l'existence de vastes réserves, on utilise plutôt des produits importés et des substituts.

Ressources hydriques

De nombreux lacs et étangs dont l'existence est surtout due à l'érosion et à la sédimentation glaciaire pléistocène, jouent un rôle important dans la régularisation des eaux de ruissellement. Les sédiments quaternaires contrôlent également le débit des cours d'eau en retenant de vastes quantités d'eau, qui autrement s'égoutteraient rapidement. Les sédiments quaternaires aident donc à maintenir le niveau des lacs et à accroître le débit des cours d'eau durant la saison estivale sèche, ce qui est important pour la production d'énergie hydro-électrique, l'irrigation et l'approvisionnement en eau des collectivités. Les glaciers et le stock nival jouent un rôle similaire pour ce qui est de l'emmagasinement saisonnier d'eau dans les hautes montagnes de la Cordillère canadienne. Dans le Yukon septentrional, où il n'y a généralement pas de glaciers, de lacs ou de dépôts quaternaires épais et où le sous-sol est gelé en permanence, la capacité d'emmagasinement des bassins hydrographiques est limitée.

Les sédiments quaternaires épais des vallées et basses terres de la Cordillère canadienne contiennent des volumes importants d'eaux souterraines; celles-ci représentent près de 10% de l'eau utilisée actuellement dans la région, le reste provenant des cours d'eau, des lacs naturels et des réservoirs (Barker, 1977). Les régions rurales et certaines collectivités utilisent presque exclusivement des eaux souterraines pour leurs besoins domestiques et agricoles. À certains endroits, les concentrations élevées en produits dissous, la contamination par les fosses septiques, les remblais contrôlés, les parcs d'engraissement, les pesticides et les engrais, ainsi que l'absence d'aquifères convenables, limitent l'utilisation des eaux souterraines.

Bien que divers matériaux quaternaires contiennent des eaux souterraines, les meilleurs aquifères de la Cordillère sont ceux formés dans des dépôts fluvioglaciaires ou fluviatiles, épais et perméables, dont le contexte topographique favorise une forte alimentation de surface, comme les vallées et les basses terres adjacentes aux versants de montagnes. Plusieurs de ces dépôts sont sous-jacents à une ou plusieurs nappes de till et constituent donc des aquifères captifs. Par contre, les dépôts fluviatiles holocènes reposent directement sous les plaines inondables modernes et les terrasses fluviatiles adjacentes et forment généralement des aquifères libres.

Risques de catastrophes naturelles

Les glissements de terrain, les inondations, les séismes et les éruptions volcaniques ont tous joué un rôle important dans l'évolution géomorphologique de la Cordillère canadienne. Ces événements naturels et d'autres constituent un danger pour la population et la propriété. Il est possible de réduire certains de ces dangers, mais seulement après avoir recueilli les données géologiques, géophysiques et historiques permettant d'évaluer l'emplacement, l'importance et la fréquence probables de futurs événements destructifs. Les inondations, les séismes et les avalanches de neige sont fréquents et il est donc possible d'en évaluer le danger au moyen d'observations à long terme. Même si les régions sujettes à des glissements de terrain et à des éruptions volcaniques sont identifiables, il n'est pas encore possible de prévoir exactement où et à quel moment ces événements se produiront. Parfois, la seule solution est d'éviter les sites jugés dangereux, mais les travaux d'aménagement deviennent possibles, une fois que des mesures ont été prises pour réduire les risques.

Glissements de terrain

Dans la Cordillère canadienne, une grande diversité de mouvements de masse potentiellement destructifs surviennent occasionnellement (Eisbacher, 1979; Evans, 1982; Cruden, 1985; Carson et Bovis, 1989; Evans et Gardner, 1989). La plupart d'entre eux sont complexes et liés à l'instabilité de versants rocheux abrupts et à l'existence de cours d'eau de gradient élevé dans les montagnes. Ces mouvements de masse sont déterminés par des combinaisons uniques de facteurs topographiques, géologiques, météorologiques et sismiques et par les activités humaines.

Les glissements du substratum rocheux vont de petits éboulements et écroulements à des décrochements et glissements très importants ($>10^6$ m^3). De nombreux éboulements ont lieu sur les versants rocheux abrupts, dans des zones de roches très fracturées ou fissurées; ils sont déclenchés par les alternances de gel et dégel, par les fortes précipitations et par les séismes (Peckover et Kerr, 1977; Piteau, 1977; Mathews, 1979). Fréquents partout dans la Cordillère, ces éboulements perturbent la circulation routière et ferroviaire et entraînent parfois des pertes de vie. Malgré leur petite taille (de 10 à 1 000 m^3), ils causent des dommages qui sont parmi les plus coûteux de la région. Outre les pertes résultant des interruptions de la circulation, les mesures telles que le nivelage et le dynamitage des abrupts rocheux dangereux, ou l'injection de coulis, ainsi que le déblayage des routes et des chemins de fer, coûtent très cher.

Les ruptures rapides du substratum rocheux par glissement ou écoulement (glissements rocheux et avalanches de pierres) sont plus fréquentes dans les régions de fort relief où les discontinuités géologiques (par ex., les fractures, les failles, les plans de stratification, les clivages, les contacts intrusifs) ont un pendage parallèle à la pente. Les pressions interstitielles excessives, les séismes et les activités humaines sont parmi les mécanismes susceptibles de déclencher ces mouvements. L'érosion des versants par les

cours d'eau et les glaciers, et la destruction progressive de la cohésion le long des discontinuités par altération et dissolution en sont les principales causes naturelles. Au moins dix-sept glissements rocheux et avalanches de pierres de grande envergure, dont quatre ont été mortels, ont eu lieu durant la période historique dans la Cordillère canadienne (Kerr, 1948; Mokievsky-Zubok, 1977; Cruden et Krahn, 1978; Mathews et McTaggart, 1978; Moore et Mathews, 1978; Clague et Souther, 1982; Cruden, 1982; Eisbacher, 1983; Evans, 1987; Evans et al., 1987). Bien que peu fréquents comparativement aux petits éboulements et aux petites coulées de débris, les glissements rocheux et les avalanches de pierres peuvent être très destructifs; ils sont à l'origine d'environ 40% des pertes humaines (140) attribuées à des glissements de terrain dans la Cordillère canadienne.

Des glissements rotationnels (décrochements) d'ampleur variable se produisent aussi bien dans le substratum rocheux que dans les sédiments quaternaires et sont fréquents presque partout dans la Cordillère. Ils sont souvent associés à d'autres types de mouvements de masse. Par exemple, de nombreux glissements de terrain survenant dans des sédiments quaternaires sont des glissements rétrogressifs en amont et des coulées ou des glissements plans à l'extrémité distale. En outre, certaines coulées de débris se déclenchent lorsque des torrents gonflés par les pluies sont obstrués par des décrochements.

De grandes ruptures de versants en profondeur, caractérisées par le mouvement lent de masses rocheuses fracturées le long de surfaces de rupture mal définies (« versants en voie d'affaissement »), se produisent dans certaines régions de roches métamorphiques schisteuses, par exemple dans les monts Columbia. Le glissement de Downie dans la vallée du fleuve Columbia, en est un exemple particulièrement bien documenté (Piteau et al., 1978). Bien qu'amorcé il y a des milliers d'années, cet affaissement important et plusieurs autres dans la Cordillère sont encore actifs et toute structure permanente s'y trouvant finira par être endommagée ou détruite. Des parties de certains versants en voie d'affaissement peuvent se détacher de la masse principale de débris en reptation lente et s'ébouler rapidement sur le versant; il faut donc tenir compte de cette possibilité avant de choisir l'emplacement de collectivités ou de structures d'envergure comme les réservoirs hydro-électriques.

Les coulées de sédiments meubles ou de roche altérée impliquent le déplacement d'une masse de matériaux sous forme d'un fluide visqueux. Dans la Cordillère canadienne, il s'agit surtout de coulées de débris (fig. 1-37) provoquées par la rupture de sédiments quaternaires hétérogènes imbibés d'eau (par ex., tills, dépôts fluvioglaciaires, dépôts pyroclastiques, colluvions). Les coulées de débris se produisent le plus souvent dans les régions montagneuses recevant d'abondantes précipitations. Elles sont déclenchées principalement en automne, en hiver et au printemps, par des pluies torrentielles souvent accompagnées de la fonte rapide des neiges (Eisbacher et Clague, 1984; VanDine, 1985; Church et Miles, 1987); certaines sont provoquées par la vidange soudaine de lacs de barrage glaciaire ou de barrage morainique (Jackson, 1979; Blown et Church, 1985; Clague et al., 1985). La plupart des coulées de débris sont canalisées dans des vallées et ravins profonds et débouchent sur des cônes de déjection ou des cônes alluviaux, qui sont souvent le théâtre d'événements destructifs et mortels (par ex., Nasmith et Mercer, 1979; Eisbacher, 1983; Jackson et al., 1985; VanDine, 1985). Les coulées de débris sont de moindre envergure que la plupart des glissements rocheux et des avalanches de pierres, mais elles sont plus fréquentes et sont à l'origine de plus d'un tiers de tous les décès attribués aux glissements de terrain dans la Cordillère canadienne (environ 115).

Les coulées et les glissements complexes, principalement dans les silts et argiles, se produisent là où existent des sédiments glaciomarins et glaciolacustres pléistocènes (Evans, 1982). Ils sont le plus souvent déclenchés par des pressions interstitielles élevées attribuables à des facteurs naturels, comme les pluies torrentielles et la fonte rapide des neiges, ou à des facteurs anthropiques, comme l'irrigation. Dans les régions plus sèches de la Cordillère, il faut accorder une attention particulière aux eaux de surface dans les secteurs où les escarpements sont composés de silts et argiles glaciolacustres. Plusieurs villes, notamment Vancouver, Victoria, Kamloops, Prince Geroge, Kitimat et Whitehorse, sont situées en partie sur des dépôts glaciolacustres ou glaciomarins, et les coulées, les glissements de terrain et les effondrements rétrogressifs constituent donc un danger réel pour les habitants et les propriétés. Ce genre de glissement a fait au moins vingt-cinq victimes et causé des dommages matériels considérables au XX^e siècle.

Les coulées de sédiments sont également fréquentes sur les versants pergélisolés. Elles ont lieu durant le dégel estival dans les zones où la pression interstitielle à la base du mollisol est élevée (Hughes et al., 1973; Mackay et Mathews, 1973; Rutter et al., 1973; McRoberts et Morgenstern, 1974). Elles se produisent sur des pentes d'environ 7° et plus et sont particulièrement fréquentes le long d'escarpements fluviaux ou côtiers taillés dans des sédiments quaternaires riches en glace.

De grandes coulées lentes se produisent dans les roches sédimentaires et volcaniques altérées d'âge crétacé et tertiaire du bassin du Fraser, dans le centre sud de la Colombie-Britannique (Eisbacher, 1979; VanDine, 1980; Bovis, 1985). Elles ont lieu dans des bentonites et d'autres roches argileuses où la pression interstitielle est élevée. Bon nombre d'entre elles sont actives de nos jours, mais sont très lentes et ne constituent un danger que pour certaines structures qui y sont situées (par ex., routes et voies ferrées).

Des mouvements de masse subaquatiques similaires à certaines coulées de sédiments terrestres sont relativement fréquents dans les fjords de la Colombie-Britannique, à plusieurs autres endroits du littoral et dans certains lacs. La plupart d'entre eux se produisent sur le front de deltas actifs et sur les pentes abruptes formées de sédiments meubles (Prior et Bornhold, 1984, 1986; Prior et al., 1982, 1984, 1986). Plusieurs glissements sous-marins ont eu lieu à l'époque historique dans le détroit de Howe (Terzaghi, 1956; Prior et al., 1981) et l'inlet Kitimat (Luternauer et Swan, 1978; Swan et Luternauer, 1978; Prior et al., 1982, 1984); l'un d'entre eux, survenu dans l'inlet Kitimat en 1975, a engendré une série de vagues marines qui ont endommagé les installations portuaires de Kitimat (voir Tsunamis).

Avalanches de neige

Les avalanches de neige poudreuse et mouillée, contenant parfois des sédiments dispersés ou des fragments rocheux fraîchement détachés, sont fréquentes dans les montagnes

de l'Ouest canadien en hiver et au printemps, sur les versants ouverts comme dans les ravins. Il est facile de reconnaître les zones d'avalanches sur les versants boisés car elles sont dépourvues d'arbres; par contre, il est plus difficile de les reconnaître au-dessus de la limite des arbres.

Bien qu'elles puissent se produire à presque n'importe quel moment sur les versants modérément raides et enneigés, les avalanches semblent favorisées par certaines conditions atmosphériques (Fitzharris et Schaerer, 1980). Elles sont particulièrement fréquentes durant les périodes de dégel ou de pluie après de grosses chutes de neige, et lorsqu'il y a accumulation de neige poudreuse épaisse sur de la vieille neige verglacée. La surface verglacée enfouie devient alors un plan de faiblesse sur lequel, la neige peut glisser facilement.

Depuis quelques décennies, les avalanches ont fait de nombreuses victimes parmi les personnes occupées à des activités récréatives dans les régions isolées (Stethem et Schaerer, 1979, 1980). Elles ont également provoqué deux accidents miniers désastreux (col Chilkoot, 1898; mine Granduc, 1965) et perturbent régulièrement la circulation routière et ferroviaire dans certains cols et vallées (Schaerer, 1962; Avalanche Task Force, 1974; Barker, 1977).

Figure 1.37. Locomotives déraillées par des coulées de débris dans le sud des Rocheuses en Colombie-Britannique, le 7 septembre 1978. Photographie du Calgary Herald, publiée avec l'autorisation des Glenbow Archives, Calgary, Alberta.

Inondations

Bien que les inondations aient fait peu de victimes dans la Cordillère canadienne, elles ont causé des dommages matériels considérables et leur prévention coûte très cher. L'inondation la plus destructive de la période historique a eu lieu dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique en mai et juin 1948, lorsque le fleuve Fraser a rompu ses digues dans les basses terres et inondé de vastes territoires agricoles. Deux milles maisons ont été endommagées et 16 000 personnes évacuées; les pertes totales ont dépassé 20 000 000 $ (Barker, 1977).

Dans la Cordillère méridionale, les inondations ont lieu au printemps, durant des périodes chaudes anormalement longues et au cours de pluies torrentielles. Les grands cours d'eau atteignent généralement leur débit maximum tard au printemps avec la fonte de la neige. Par contre, de nombreux cours d'eau de taille moyenne atteignent leur débit maximum en automne durant les périodes pluvieuses. Les cours d'eau des petits bassins hydrographiques peuvent déborder à n'importe quel moment de l'année.

Bien que des inondations causées par les pluies violentes et la fonte des neiges aient également lieu dans la Cordillère septentrionale, un autre type d'inondation y est plus fréquent. Les cours d'eau du nord gèlent complètement en hiver, souvent jusqu'à plus d'un mètre de profondeur. Au printemps, ces cours d'eau sont gonflés et leur croûte de glace se fragmente en plaques qui dérivent en aval. Les resserrements et les bancs du lit fluvial peuvent obstruer le passage de la glace, créant des embâcles qui font déborder le cours d'eau. Lorsque le débit devient suffisant pour briser l'embâcle, les eaux ainsi libérées se répandent en aval. L'eau ainsi que les débris et la glace qu'elle transporte peuvent causer des dommages considérables. Des inondations similaires se produisent à l'occasion durant la débâcle printanière, lorsque des auffeis entravent suffisamment l'écoulement pour faire déborder un cours d'eau.

La mer inonde certaines régions côtières basses en Colombie-Britannique durant des tempêtes violentes ou par suite de marées anormalement hautes ou de tsunamis. Par exemple, des marées de vives eaux exceptionnellement hautes ont fait monter le niveau du Fraser durant l'inondation de 1948, causant des dommages additionnels à certaines parties des basses terres adjacentes.

Enfin, des lacs retenus par les glaciers modernes et de grandes moraines frontales néoglaciaires peuvent se vidanger brusquement, produisant des inondations catastrophiques en aval. De nombreux jökulhlaups (débâcles glaciaires) ont eu lieu pendant la période historique dans la chaîne Côtière, les Rocheuses et les monts St. Elias (Marcus, 1960; Mathews, 1965, 1973; Gilbert, 1972; Jackson, 1979; Clague, 1982b; Clague et Rampton, 1982; Clarke, 1982; Clarke et Waldron, 1984; Blown et Church, 1985; Jones et al., 1985; Ryder, 1985; Gilbert et Desloges, 1987). La vidange de lacs de barrage morainique a causé des inondations dans les monts Selkirk et la chaîne Côtière méridionale (S.G. Evans, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1984; Blown et Church, 1985).

Érosion

Durant les périodes de crue, les cours d'eau peuvent éroder leurs berges et parfois occuper de nouveaux chenaux par avulsion. L'érosion peut être particulièrement marquée sur les berges concaves des méandres et aux autres points d'inflexion du lit, et face à l'embouchure de tributaires en aggradation. L'érosion latérale rapide par des cours d'eau peut créer des berges abruptes qui sont susceptibles de glisser. Les cours d'eau anastomosés sont fréquents dans les chaînes de montagnes englacées et à proximité de celles-ci. Ils sont particulièrement sujets à la migration des chenaux et à l'avulsion; ces processus, en même temps que les inondations, rendent ces plaines alluviales impropres au développement.

Certaines parties des côtes de la Colombie-Britannique ont rapidement reculé (jusqu'à quelques mètres par année) pendant la période historique; il a donc fallu abandonner ou déplacer des maisons et des routes. L'érosion la plus marquée a lieu dans les secteurs où la côte est formée de sédiments quaternaires épais, comme dans l'est de l'île Graham, dans l'est et le sud de l'île de Vancouver, et près de Vancouver (Clague et Bornhold, 1980; Clague, 1982a).

Tsunamis

Le tsunami le plus destructif de l'histoire récente de la Colombie-Britannique a été provoqué par le tremblement de terre survenu en Alaska le 27 mars 1964 (Wigen et White, 1964; Thomson, 1981). Des vagues atteignant 7 m de hauteur ont balayé les régions basses de Port Alberni et endommagé 260 maisons, dont 60 sérieusement. Elles ont également causé des dégâts dans l'anse Hot Springs et à Zeballos. Des vagues sismiques comparables à celles produites par le séisme de 1964 sont rares. Cent soixante-seize tsunamis ont été enregistrés dans l'océan Pacifique entre 1900 et 1975, dont 35 ont causé des dommages près de leur lieu d'origine, mais 9 seulement ont détruit de vastes régions côtières (Thomson, 1981), et moins encore ont inondé les côtes de la Colombie-Britannique.

Les tsunamis provoqués par des séismes éloignés n'ont pas eu le même effet partout sur la côte de la Colombie-Britannique. Celui de 1964 a ravagé Port Alberni, mais a peu endommagé Tofino, 65 km plus loin, et a eu très peu d'effet dans les bras de mer abrités, tels que le détroit de Georgia.

Les tsunamis de Colombie-Britannique ne sont pas tous le résultat de séismes éloignés et certains sont produits par des tremblements de terre locaux et des glissements sous-marins. Par exemple, le séisme qui a secoué l'île de Vancouver le 23 juin 1946 (M=7,2) a engendré un tsunami local qui a affecté les côtes du détroit de Georgia et des baies et fjords adjacents (Murty, 1977). En avril 1975, des vagues créées par un important glissement de terrain sous-marin près de l'extrémité amont de la baie de Kitimat se sont violemment abattues sur les installations littorales de Kitimat et ont causé des dommages s'élevant à 600 000 $ (Campbell et Skermer, 1975; Murty, 1979).

Séismes

Quoique la Cordillère canadienne soit une région sismiquement active (Milne et al., 1978), les dommages causés par les tremblements de terre sont peu importants puisque la plupart des grandes secousses ont lieu au large des côtes, aux limites des plaques lithosphériques. En outre, à l'exception du séisme survenu en 1946 dans l'île de Vancouver, les quelques séismes importants qui ont eu lieu sur

la terre ferme ont été suffisamment éloignés de centres urbains pour ne causer que des dommages mineurs. Toutefois, il est probable qu'un jour se produira un séisme majeur à proximité d'une agglomération urbaine de l'ouest de la Colombie-Britannique. En général, les risques sismiques diminuent à l'est pour devenir moyens ou faibles presque partout dans la partie intérieure de la Cordillère canadienne. Mais les niveaux de sismicité sont élevés dans certaines régions éloignées et peu peuplées du Yukon et du district de Mackenzie, et le risque sismique y est considéré comme relativement important (Basham et al., 1977; Horner, 1983).

Les dommages causés par les séismes sont produits à la fois directement par les mouvements du sol et indirectement par des glissements de terrain et des incendies. Leur importance est étroitement reliée à la magnitude du séisme, à la proximité de l'épicentre et à la profondeur du foyer. En outre, les matériaux terrestres ne répondant pas tous de la même façon aux secousses, les dommages causés par les tremblements de terre sont donc largement déterminés par des facteurs géologiques. Les structures situées sur des sédiments quaternaires sont plus sujettes aux dommages sismiques que celles installées sur le substratum rocheux, mais certains sédiments compacts et denses peuvent se comporter comme de la roche. Les sédiments fins saturés peuvent se liquéfier au cours d'un fort séisme et déclencher des coulées boueuses et des glissements destructifs. Les sédiments du front deltaïque, au large de l'embouchure du fleuve Fraser, pourraient sans doute céder de cette façon (Luternauer et Finn, 1983). Les remblais artificiels, et les dépôts glaciolacustres et glaciomarins fins, sont d'autres matériaux susceptibles de glisser durant un séisme.

Éruptions volcaniques

Dans la Cordillère canadienne, il y a eu de nombreuses éruptions volcaniques au cours des derniers millénaires, mais aucune durant le XX^e^ siècle. Les volcans quaternaires forment des essaims et des zones étroites dans la Cordillère occidentale (fig. 1-3; Souther, 1970, 1977) et il est probable que c'est dans cette région qu'auront lieu les prochaines éruptions volcaniques.

La plupart des centres éruptifs quaternaires ont été le foyer d'une seule phase d'activité pendant laquelle il y a eu formation d'un ou plusieurs petits cônes pyroclastiques et épanchement de faibles quantités de basalte formant des coulées chaotiques peu épaisses. Les données antérieures indiquent qu'une éruption de ce genre se produira probablement quelque part dans la Cordillère canadienne d'ici quelques siècles, qu'elle ne touchera qu'une région restreinte, et qu'elle ne sera dangereuse que si elle a lieu dans une région habitée.

Par contre, quelques centres volcaniques en Alaska, en Colombie-Britannique, dans l'État de Washington et en Oregon ont connu à l'Holocène plusieurs phases d'éruptions explosives qui ont touché de vastes territoires (tableau 1-1, fig. 1-11). La plus récente éruption de ce genre a eu lieu vers 1,2 ka, lorsqu'une couche de téphra éjecté par une cheminée près de la frontière Alaska-Yukon s'est déposée sur de vastes territoires du sud du Yukon et de l'ouest du district de Mackenzie. Toute nouvelle éruption de ce genre pourrait causer des dommages matériels considérables, ravager les récoltes et perturber le transport dans la Cordillère canadienne, surtout à cause des retombées de cendres et de poussières sur de grandes régions, et des inondations et de l'alluvionnement dans les vallées fluviales autour du volcan. Des lahars, des coulées pyroclastiques et des émulstions ignimbritiques pourraient causer des dégâts additionnels à proximité du volcan.

REMERCIEMENTS

Les données inédites sur la texture des tills présentées à la figure 1-10 proviennent de D.E. Howes, L. Lacelle, B. Thomson (ministère de l'Environnement de la Colombie-Britannique), R.W. Klassen (Commission géologique du Canada) et J.M. Ryder (Université de la Colombie-Britannique). R.B. Horner (Commission géologique du Canada) a indiqué les sites des épicentres sismiques donnés à la figure 1-3. D.R. Hurst (United States Geological Survey) a communiqué la photographie du mont St. Elias (fig. 1-8) prise par A. Post. R.W. Mathewes (université Simon Fraser) a fourni la photo de la coupe de l'île Graham prise par R.L. Long. Les Glenbow Archives (Glenbow-Alberta Institute) ont fourni la photo de coulées de débris dans les Rocheuses (fig. 1-37), préparée à partir d'un négatif du Calgary Herald. B.D. Bornhold, J.L. Luternauer, R.P. Riddihough et J.O. Wheeler (Commission géologique du Canada) ont fourni nombre de renseignements et formulé des suggestions utiles. S.R. Hicock (université de Western Ontario), N.R. Gadd, O.L. Hughes (Commission géologique du Canada) et W.H. Mathews (université de la Colombie-Britannique) ont révisé diverses versions de ce chapitre.

BIBLIOGRAPHIE

Alden, W.C.
1932: Physiography and glacial geology of eastern Montana and adjacent areas; United States Geological Survey, Professional Paper 174, 133 p.

Alley, N.F.
1973: Glacial stratigraphy and the limits of the Rocky Mountain and Laurentide ice sheets in southwestern Alberta, Canada; Canadian Petroleum Geology, Bulletin, v. 21, p. 153-177.
1976a: Post Pleistocene glaciations in the interior of British Columbia; *in* Geomorphology of the Canadian Cordillera and Its Bearing on Mineral Deposits; Geological Association of Canada, Cordilleran Section, Vancouver, British Columbia, p. 6-7.
1976b: The palynology and palaeoclimatic significance of a dated core of Holocene peat, Okanagan Valley, southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1131-1144.
1979: Middle Wisconsin stratigraphy and climatic reconstruction, southern Vancouver Island, British Columbia; Quaternary Research, v. 11, p. 213-237.
1980: Holocene and latest Pleistocene cirque glaciations in the Shuswap Highland, British Columbia: Discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 797-798.

Alley, N.F. and Chatwin, S.C.
1979: Late Pleistocene history and geomorphology, southwestern Vancouver Island, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1645-1657.

Alley, N.F. and Harris, S.A.
1974: Pleistocene glacial lake sequences in the Foothills, southwestern Alberta, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1220-1235.

Alley, N.F. and Hicock, S.R.
1986: The stratigraphy, palynology, and climatic significance of pre-middle Wisconsin Pleistocene sediments, southern Vancouver Island, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 369-382.

Alley, N.F. and Valentine, K.W.G.
1977: Palaeoenvironments of the Olympia Interglacial (mid-Wisconsin) in southeastern British Columbia, Canada (abstract); International Union for Quaternary Research, 10th International Congress (Birmingham, England), Abstracts, p. 12.

Alley, N.F., Valentine, K.W.G., and Fulton, R.J.
1986: Paleoclimatic implications of middle Wisconsinan pollen and a paleosol from the Purcell Trench, south central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1156-1168.

Ando, M. and Balazs, E.I.
1979: Geodetic evidence for aseismic subduction of the Juan de Fuca plate; Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 3023-3028.

Andrews, J.T. and Retherford, R.M.
1978: A reconnaissance survey of late Quaternary sea levels, Bella Bella/Bella Coola region, central British Columbia coast; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 341-350.

Armstrong, J.E.
1966: Glaciation along a major fiord valley in the Coast Mountains of British Columbia (abstract); Geological Society of America, Program, 1966 Annual Meetings (San Francisco, California), p. 7.
1975: Fraser Lowland-Canada; in The Last Glaciation, D.J. Easterbrook (ed.); IUGS-Unesco International Geological Correlation Program, Project 73-1-24, Guidebook for Field Conference (Western Washington University, Bellingham, Washington), p. 74-97.
1981: Post-Vashon Wisconsin glaciation, Fraser Lowland, British Columbia, Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 322, 34 p.
1984: Environmental and engineering applications of the surficial geology of the Fraser Lowland, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 83-23, 54 p.

Armstrong, J.E. and Clague, J.J.
1977: Two major Wisconsin lithostratigraphic units in southwest British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1471-1480.

Armstrong, J.E. and Hicock, S.R.
1976: Quaternary multiple valley development of the lower Coquitlam Valley, Coquitlam, British Columbia (92G/7e); *in* Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 761B, p. 197-200.

Armstrong, J.E. and Leaming, S.F.
1968: Surficial geology, Prince George map-area, British Columbia (93G); *in* Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 68-1A, p. 151-152.

Armstrong, J.E. and Tipper, H.W.
1948: Glaciation in north central British Columbia; American Journal of Science, v. 246, p. 283-310.

Armstrong, J.E., Crandell, D.R., Easterbrook, D.J., and Noble, J.B.
1965: Late Pleistocene stratigraphy and chronology in southwestern British Columbia and northwestern Washington; Geological Society of America, Bulletin, v. 76, p. 321-330.

Atmospheric Environment Service
n.d.: Canadian climatic normals, 1951-1980, temperature and precipitation, British Columbia; Canada Department of Environment, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, 268 p.
1982: Canadian climatic normals, 1951-1980, temperature and precipitation, the North – Y.T. and N.W.T.; Canada Department of Environment, Atmospheric Environment Service, Downsview, Ontario, 55 p.

Atwater, T.
1970: Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America; Geological Society of America, Bulletin, v. 81, p. 3513-3536.

Avalanche Task Force
1974: Report on findings and recommendations to the Honourable Graham R. Lea, Ministry of Highways, September 30, 1974; British Columbia Department of Highways, Victoria, British Columbia, 33 p.

Bacon, C.R.
1983: Eruptive history of Mount Mazama and Crater Lake caldera, Cascade Range, U.S.A.; Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 18, p. 57-115.

Banner, A., Pojar, J., and Rouse, G.E.
1983: Postglacial paleoecology and successional relationships of a bog woodland near Prince Rupert, British Columbia; Canadian Journal of Forest Research, v. 13, p. 938-947.

Barker, M.L.
1977: Natural resources of British Columbia and the Yukon; Douglas, David & Charles, North Vancouver, British Columbia, 155 p.

Barr, S.M. and Chase, R.L.
1974: Geology of the northern end of Juan de Fuca Ridge and sea-floor spreading; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1384-1406.

Basham, P.W., Forsyth, D.A., and Wetmiller, R.J.
1977: The seismicity of northern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1646-1667.

Beach, H.H. and Spivak, J.
1943: The origin of Peace River canyon, British Columbia; American Journal of Science, v. 241, p. 366-376.

Beaudoin, A.B.
1984: Holocene environmental change in the Sunwapta Pass area, Jasper National Park; unpublished PhD thesis, University of Western Ontario, London, Ontario, 487 p.
1986: Using *Picea/Pinus* ratios from the Wilcox Pass Core, Jasper National Park, Alberta, to investigate Holocene timberline fluctuations; Géographie physique et Quaternaire, v. 40, p. 145-152.

Beget, J.E.
1984: Tephrochronology of late Wisconsin deglaciation and Holocene glacier fluctuations near Glacier Peak, North Cascade Range, Washington; Quaternary Research, v. 21, p. 304-316.

Berger, G.W.
1985: Thermoluminescence dating of volcanic ash; Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 25, p. 333-347.
1987: Thermoluminescence dating of the Pleistocene Old Crow tephra and adjacent loess, near Fairbanks, Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1975-1984.

Berry, E.W. and Johnston, W.A.
1922: Pleistocene interglacial deposits in the Vancouver region, British Columbia; Royal Society of Canada, Transactions, ser. 3, v. 16, sec. 4, p. 133-139.

Bevier, M.L., Armstrong, R.L., and Souther, J.G.
1979: Miocene peralkaline volcanism in west-central British Columbia – Its temporal and plate tectonics setting; Geology, v. 7, p. 389-392.

Birks, H.J.B.
1980: Modern pollen assemblages and vegetational history of the moraines of the Klutlan Glacier and its surroundings, Yukon Territory, Canada; Quaternary Research, v. 14, p. 101-129.

Blake, W., Jr.
1982: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXII; Geological Survey of Canada, Paper 82-7, 22 p.
1983: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXIII; Geological Survey of Canada, Paper 83-7, 34 p.
1984: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXIV; Geological Survey of Canada, Paper 84-7, 35 p.
1986: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXV; Geological Survey of Canada, Paper 85-7, 32 p.
1987: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXVI; Geological Survey of Canada, Paper 86-7, 60 p.

Blown, I. and Church, M.
1985: Catastrophic lake drainage within the Homathko River basin, British Columbia; Canadian Geotechnical Journal, v. 22, p. 551-563.

Bobrowsky, P.T.
1982: The quantitative and qualitative significance of fossil and subfossil gastropod remains in archaeology; unpublished MA thesis, Simon Fraser University, Burnaby, British Columbia, 294 p.

Bobrowsky, P.T., Levson, V., Liverman, D.G.E., and Rutter, N.W.
1987: Quaternary geology of northwestern Alberta and northeastern British Columbia; International Union for Quaternary Research, 12th International Congress (Ottawa, Ontario), Guidebook, Field Excursion A-24, 62 p.

Bornhold, B.D.
1983: Sedimentation in Douglas Channel and Kitimat Arm; in Proceedings of a Workshop on the Kitimat Marine Environment, R.W. Macdonald (ed.); Canadian Technical Report of Hydrography and Ocean Sciences 18, p. 88-114.

Bostock, H.S.
1934: The mining industry of Yukon, 1933, and notes on the geology of Carmacks map-area; Geological Survey of Canada, Summary Report 1933, Pt. A, p. 1A-8A.
1948: Physiography of the Canadian Cordillera, with special reference to the area north of the fifty-fifth parallel; Geological Survey of Canada, Memoir 247, 106 p.
1952: Geology of northwest Shakwak Valley, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 267, 54 p.
1966: Notes on glaciation in central Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 65-36, 18 p.
1970: Physiographic regions of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1254A.*

Bourgeois, J.C. et Geurts, M-A.
1983: Palynologie et morphogenèse récente dans le bassin du Grizzly Creek (Territoire du Yukon); Journal Canadien des sciences de la terre, vol. 20, p. 1543-1553.

Bovis, M.J.
1985: Earthflows in the Interior Plateau, southwest British Columbia; Canadian Geotechnical Journal, v. 22, p. 313-334.

Boydell, A.N.
1972: Multiple glaciation in the Foothills, Rocky Mountain House area, Alberta; unpublished PhD thesis, University of Calgary, Calgary, Alberta, 128 p.
1978: Multiple glaciations in the Foothills, Rocky Mountain House area, Alberta; Alberta Research Council, Bulletin 36, 35 p.

Boyle, R.W.
1979: The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element); Geological Survey of Canada, Bulletin 280, 584 p.

Bretz, J.H.
1913: Glaciation of the Puget Sound region; Washington Geological Survey, Bulletin 8, 244 p.

British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources
1980: Minister of Energy, Mines and Petroleum Resources annual report 1979; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Victoria, British Columbia, 189 p.

Brown, R.J.E.
1967: Permafrost in Canada; Geological Survey of Canada, Map 1246A.

Bujak, C.A.
1974: Recent palynology of Goat Lake and Lost Lake, Waterton Lakes National Park; unpublished MSc thesis, University of Calgary, Calgary, Alberta, 60 p.

Burke, R.M. and Birkeland, P.W.
1983: Holocene glaciation in the mountain ranges of the western United States; in Late-Quaternary Environments of the United States, Volume 2, the Holocene, H.E. Wright, Jr. (ed.); University of Minnesota Press, Minneapolis, Minnesota, p. 3-11.

Burns, J.A.
1980: The brown lemming, *Lemmus sibiricus* (Rodentia, Aruicolidae) in the Late Pleistocene of Alberta and its postglacial dispersal; Canadian Journal of Zoology, v. 58, p. 1507-1511.
1982: Water vole *Microtus richardsoni* (Mammalia, Rodentia) from the Late Pleistocene of Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 628-631.

Burwash, E.M.J.
1918: The geology of Vancouver and vicinity; University of Chicago Press, Chicago, Illinois, 106 p.

Campbell, D.B. and Skermer, N.A.
1975: Report to British Columbia Water Resources Service on investigation of seawave at Kitimat, B.C.; Golder Associates, Vancouver, British Columbia, 9 p.

Canada Soil Survey Committee
1978: The Canadian system of soil classification; Canada Department of Agriculture, Publication 1646, 164 p.

Carson, M.A. and Bovis, M.J.
1989: Slope processes; in Chapter 9 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Carter, L.
1973: Surficial sediments of Barkley Sound and the adjacent continental shelf, west coast Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 441-459.

Casagrande, A.
1932: Research on the Atterberg limits of soils; Public Roads, v. 13, p. 121-136.

Cawker, K.B.
1983: Fire history and grassland vegetation change: three pollen diagrams from southern British Columbia; Canadian Journal of Botany, v. 61, p. 1126-1139.

Chamberlain, T.C.
1894: Glacial phenomena of North America; in The Great Ice Age and Its Relation to the Antiquity of Man (3rd edition), J. Geikie (ed.); Edward Standford, London, England, p. 724-775.

Chamberlain, V.E. and Lambert, R. St.J.
1985: Cordilleria, a newly defined Canadian microcontinent; Nature, v. 314, p. 707-713.

Chase, R.L. and Tiffin, D.L.
1972: Queen Charlotte fault-zone, British Columbia; in Section 8, Marine Geology and Geophysics; 24th International Geological Congress (Montreal, Quebec), p. 17-28.

Christensen, O.A. and Hills, L.V.
1985: Postglacial pollen and paleoclimate in southwestern Alberta and southeastern British Columbia. Part 1: palynologic and paleoclimatic interpretation of Holocene sediments, Waterton Lakes National Park, Alberta; in Climatic Change in Canada 5, Critical Periods in the Quaternary Climatic History of Northern North America, C.R. Harington (ed.); National Museums of Canada, National Museum of Natural Sciences, Syllogeus Series, no. 55, p. 345-354.

Church, M. and Miles, M.J.
1987: Meteorological antecedents to debris flow in southwestern British Columbia; Some case studies; in Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation, J.E. Costa and G.F. Wieczorck (ed.); Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, v. 7, p. 63-79.

Church, M. and Ryder, J.M.
1972: Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation; Geological Society of America, Bulletin, v. 83, p. 3059-3072.

Churcher, C.S.
1968: Pleistocene ungulates from the Bow River gravels at Cochrane, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 1467-1488.
1975: Additional evidence of Pleistocene ungulates from the Bow River gravels at Cochrane, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 68-76.

Churcher, C.S. and Wilson, M.
1979: Quaternary mammals from the eastern Peace River District, Alberta; Journal of Paleontology, v. [illegible], p. 71-76.

Clague, J.J.
1973: Late Cenozoic geology of the southern Rocky Mountain Trench, British Columbia; unpublished PhD thesis, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, 274 p.
1975a: Late Quaternary sea-level fluctuations, Pacific coast of Canada and adjacent areas; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 75-1C, p. 17-21.
1975b: Late Quaternary sediments and geomorphic history of the southern Rocky Mountain Trench, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 595-605.
1976: Quadra Sand and its relation to the late Wisconsin glaciation of southwest British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 803-815.
1977a: Quadra Sand: a study of the late Pleistocene geology and geomorphic history of coastal southwest British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 77-17, 24 p.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

1977b: Holocene sediments in northern Strait of Georgia, British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 51-58.
1978: Mid-Wisconsinan climates of the Pacific Northwest; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 78-1B, p. 95-100.
1979: The Denali fault system in southwest Yukon Territory — a geologic hazard?; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 169-178.
1980: Late Quaternary geology and geochronology of British Columbia. Part 1: radiocarbon dates; Geological Survey of Canada, Paper 80-13, 28 p.
1981: Late Quaternary geology and geochronology of British Columbia. Part 2: summary and discussion of radiocarbon-dated Quaternary history; Geological Survey of Canada, Paper 80-35, 41 p.
1982a: Erosion at Point Grey, British Columbia; Geoscience Canada, v. 9, p. 129-131.
1982b: The role of geomorphology in the identification and evaluation of natural hazards; in Applied Geomorphology, R.G. Craig and J.L. Craft (ed.); George Allen & Unwin, London, England, p. 17-43.
1983: Glacio-isostatic effects of the Cordilleran Ice Sheet, British Columbia, Canada; in Shorelines and Isostasy, D.E. Smith and A.G. Dawson (ed.); Academic Press, London, England, p. 321-343.
1984: Quaternary geology and geomorphology, Smithers-Terrace-Prince Rupert area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 413, 71 p.
1985: Deglaciation of the Prince Rupert-Kitimat area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 256-265.
1986: The Quaternary stratigraphic record of British Columbia — evidence for episodic sedimentation and erosion controlled by glaciation; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 885-894.
1987: Quaternary stratigraphy and history, Williams Lake, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 147-158.

Clague, J.J. and Bornhold, B.D.
1980: Morphology and littoral processes of the Pacific coast of Canada; in The Coastline of Canada, S.B. McCann (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 339-380.

Clague, J.J. and Luternauer, J.L.
1982: Excursion 30A: late Quaternary sedimentary environments, southwestern British Columbia; International Association of Sedimentologists, 11th International Congress on Sedimentology (Hamilton, Ontario), Field Excursion Guide Book, 167 p.
1983: Late Quaternary geology of southwestern British Columbia; Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting (Victoria, British Columbia), Field Trip Guidebook, no. 6, 112 p.

Clague, J.J. and Rampton, V.N.
1982: Neoglacial Lake Alsek; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 94-117.

Clague, J.J. and Souther, J.G.
1982: The Dusty Creek landslide on Mount Cayley, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 524-539.

Clague, J.J., Armstrong, J.E., and Mathews, W.H.
1980: Advance of the late Wisconsin Cordilleran Ice Sheet in southern British Columbia since 22,000 yr B.P.; Quaternary Research, v. 13, p. 322-326.

Clague, J.J., Evans, S.G., and Blown, I.
1985: A debris flow triggered by the breaching of a moraine-dammed lake, Klattasine Creek, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1492-1502.

Clague, J., Harper, J.R., Hebda, R.J., and Howes, D.E.
1982b: Late Quaternary sea levels and crustal movements, coastal British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 597-618.

Clague, J.J., Luternauer, J.L., and Hebda, R.J.
1983: Sedimentary environments and postglacial history of the Fraser Delta and lower Fraser Valley, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1314-1326.

Clague, J.J., Mathewes, R.W., and Warner, B.G.
1982a: Late Quaternary geology of eastern Graham Island, Queen Charlotte Islands, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1786-1795.

Clapp, C.H.
1913: Geology of the Victoria and Saanich map-areas, Vancouver Island, B.C.; Geological Survey of Canada, Memoir 36, 143 p.

Clark, J.A., Farrell, W.E., and Peltier, W.R.
1978: Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation; Quaternary Research, v. 9, p. 265-287.

Clarke, A.H. and Harington, C.R.
1978: Asian freshwater mollusks from Pleistocene deposits in the Old Crow Basin, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 45-51.

Clarke, G.K.C.
1982: Glacier outburst floods from « Hazard Lake », Yukon Territory, and the problem of flood magnitude prediction; Journal of Glaciology, v. 28, p. 3-21.

Clarke, G.K.C. and Waldron, D.A.
1984: Simulation of the August 1979 sudden discharge of glacier-dammed Flood Lake, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 502-504.

Cockfield, W.E. and Walker, J.F.
1933: Geology and placer deposits of Quesnel Forks area, Cariboo District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Summary Report 1932, pt. AI, p. 76AI-143AI.

Coleman, A.P.
1910: The drift of Alberta and the relations of the Cordilleran and Keewatin ice sheets; Royal Society of Canada, Transactions (1909), ser. 3, v. 3, sec. 4, p. 3-12.

Coney, P.J., Jones, D.L., and Monger, J.W.H.
1980: Cordilleran suspect terranes; Nature, v. 288, p. 329-333.

Cowan, I. McT.
1941: Fossil and subfossil mammals from the Quarternary (sic) of British Columbia; Royal Society of Canada, Transactions, ser. 3, v. 35, sec. 4, p. 39-50.

Crandell, D.R.
1965: The glacial history of western Washington and Oregon; in The Quaternary of the United States, H.E. Wright, Jr. and D.G. Frey (ed.); Princeton University Press, Princeton, New Jersey, p. 341-353.

Crickmay, C.H.
1925: A Pleistocene fauna from the southwestern mainland of British Columbia; Canadian FieldNaturalist, v. 39, p. 140-141.
1929: A Pleistocene fauna from British Columbia; Canadian Field-Naturalist, v. 43, p. 205-206.

Crosson, R.S.
1972: Small earthquakes, structure, and tectonics of the Puget Sound region; Seismological Society of America, Bulletin, v. 62, p. 1133-1171.

Cruden, D.M.
1982: The Brazeau Lake slide, Jasper National Park, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 975-981.
1985: Rock slope movements in the Canadian Cordillera; Canadian Geotechnical Journal, v. 22, p. 528-540.

Cruden, D.M. and Krahn, J.
1978: Frank rockslide, Alberta, Canada; in Rockslides and Avalanches, 1, Natural Phenomena, B. Voight (ed.); Elsevier Scientific Publishing Company, New York, p. 97-112.

Cumbaa, S.L., McAllister, D.E., and Morlan, R.E.
1981: Late Pleistocene fish fossils of Coregonus, Stenodus, Thymallus, Catostomus, Lota, and Cottus from the Old Crow basin, northern Yukon, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1740-1754.

Curray, J.R.
1965: Late Quaternary history, continental shelves of the United States; in The Quaternary of the United States, H.E. Wright, Jr. and D.G. Frey (ed.); Princeton University Press, Princeton, New Jersey, p. 723-735.

Cwynar, L.C.
1982: A late-Quaternary vegetation history from Hanging Lake, northern Yukon; Ecological Monographs, v. 52, p. 1-24.

Cwynar, L.C. and Ritchie, J.C.
1980: Arctic steppe-tundra: a Yukon perspective; Science, v. 208, p. 1375-1377.

Daly, R.A.
1912: Geology of the North American Cordillera at the forty-ninth parallel; Geological Survey of Canada, Memoir 38, 3 pt., 857 p.
1915: A geological reconnaissance between Golden and Kamloops, B.C., along the Canadian Pacific Railway; Geological Survey of Canada, Memoir 68, 260 p.

Daly, R.A., Miller, W.G., and Rice, G.S.
1912: Report of the commission appointed to investigate Turtle Mountain, Frank, Alberta, 1911; Geological Survey of Canada, Memoir 27, 34 p.

Davis, N.F.G. and Mathews, W.H.
1944: Four phases of glaciation with illustrations from southwestern British Columbia; Journal of Geology, v. 52, p. 403-413.

Davis, P.T. and Osborn, G.
1987: Age of pre-Neoglacial cirque moraines in the central North American Cordillera; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 365-375.

Dawson, G.M.
1877: Note on some of the more recent changes in level of the coast of British Columbia and adjacent regions; Canadian Naturalist, new ser., v. 8, p. 241-248.

1878: On the superficial geology of British Columbia; Geological Society of London, Quarterly Journal, v. 34, p. 89-123.
1879: Notes on the glaciation of British Columbia; Canadian Naturalist, new ser., v. 9, p. 32-39.
1881: Additional observations on the superficial geology of British Columbia and adjacent regions; Geological Society of London, Quarterly Journal, v. 37, p. 272-285.
1886: Preliminary report on the physical and geological features of that portion of the Rocky Mountains between latitudes 49° and 50°30'; Geological Survey of Canada, Annual Report, new ser., v. 1 (1885), report B, 169 p.
1888: Recent observations on the glaciation of British Columbia and adjacent regions; Geological Magazine, new ser., v. 5, p. 347-350.
1889: Glaciation of high points in the southern interior of British Columbia; Geological Magazine, new ser., v. 6, p. 350-352.
1890: On the glaciation of the northern part of the Cordillera, with an attempt to correlate the events of the glacial period in the Cordillera and Great Plains; American Geologist, v. 6, p. 153-162.
1891: On the later physiographical geology of the Rocky Mountain region in Canada, with special reference to changes in elevation and to the history of the glacial period; Royal Society of Canada, Transactions (1890), v. 8, sec. 4, p. 3-74.

Debicki, R.L.
1983: Placer gold deposits in the Canadian Cordillera (abstract); Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 8, p. A16.

Delorme, L.D.
1968: Pleistocene freshwater Ostracoda from Yukon, Canada; Canadian Journal of Zoology, v. 46, p. 859-876.

Demek, J.
1969: Cryoplanation terraces, their geographical distribution, genesis and development; Ceskoslovensk Akademia Ved, Rozpravy, Rada Matematickch a Prírodních Ved, v. 79, no. 4, 80 p.

Denton, G.H. and Armstrong, R.L.
1969: Miocene-Pliocene glaciations in southern Alaska; American Journal of Science, v. 267, p. 1121-1142.

Denton, G.H. and Hughes, T.E. (editors)
1981: The Last Great Ice Sheets; John Wiley & Sons, New York, 484 p.

Denton, G.H. and Karlén, W.
1973: Holocene climatic variations — their pattern and possible cause; Quaternary Research, v. 3, p. 155-205.
1977: Holocene glacial and tree-line variations in the White River valley and Skolai Pass, Alaska and Yukon Territory; Quaternary Research, v. 7, p. 63-111.

Denton, G.H. and Stuiver, M.
1966: Neoglacial chronology, northeastern St. Elias Mountains, Canada; American Journal of Science, v. 264, p. 577-599.
1967: Late Pleistocene glacial stratigraphy and chronology, northeastern St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 78, p. 485-510.

Driver, J.C., Hills, L.V., and Reeves, B.O.K.
1985: Postglacial pollen and paleoclimate in southwestern Alberta and southeastern British Columbia. Part 3: Holocene palynology of Crowsnest Lake, Alberta, with comments on Holocene paleoenvironments of the southern Alberta Rockies and surrounding areas; in Climatic Change in Canada 5, Critical Periods in the Quaternary Climatic History of Northern North America, C.R. Harington (ed.); National Museums of Canada, National Museum of Natural Sciences, Syllogeus Series, no. 55, p. 370-396.

Duford, J.M. and Osborn, G.D.
1978: Holocene and latest Pleistocene cirque glaciations in the Shuswap Highland, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 865-873.
1980: Holocene and latest Pleistocene cirque glaciations in the Shuswap Highland, British Columbia: Reply; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 799-800.

Dyck, W. and Fyles, J.G.
1962: Geological Survey of Canada radiocarbon dates I; Radiocarbon, v. 4, p. 13-26. Reprinted (1963) in Geological Survey of Canada Radiocarbon Dates I and II; Geological Survey of Canada, Paper 63-21, p. 1-14.
1963: Geological Survey of Canada radiocarbon dates II; Radiocarbon, v. 5, p. 39-55. Reprinted (1963) in Geological Survey of Canada Radiocarbon Dates I and II; Geological Survey of Canada, Paper 63-21, p. 15-31.

Dyck, W., Lowdon, J.A., Fyles, J.G., and Blake, W., Jr.
1966: Geological Survey of Canada radiocarbon dates V; Radiocarbon, v. 8, p. 96-127. Reprinted (1966) as Geological Survey of Canada, Paper 66-48.

Easterbrook, D.J. and Rutter, N.W.
1981: Amino acid ages of Pleistocene glacial and interglacial sediments in western Washington (abstract); Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 13, p. 444.
1982: Amino acid analyses of wood and shells in development of chronology and correlation of Pleistocene sediments in the Puget Lowland, Washington (abstract); Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 14, p. 480.

Eisbacher, G.H.
1977: Rockslides in the Mackenzie Mountains, District of Mackenzie; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 235-241.
1979: First-order regionalization of landslide characteristics in the Canadian Cordillera; Geoscience Canada, v. 6, p. 69-79.
1983: Slope stability and mountain torrents, Fraser Lowlands and southern Coast Mountains, British Columbia; Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting (Victoria, British Columbia), Field Trip Guidebook, no. 15, 46 p.

Eisbacher, G.H. and Clague, J.J.
1984: Destructive mass movements in high mountains: hazard and management; Geological Survey of Canada, Paper 84-16, 230 p.

Evans, S.G.
1982: Landslides and surficial deposits in urban areas of British Columbia: a review; Canadian Geotechnical Journal, v. 19, p. 269-288.
1987: A rock avalanche from the peak of Mount Meager, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 929-933.

Evans, S.G. and Gardner, J.S.
1989: Geological hazards in the Canadian Cordillera; in Chapter 12 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Evans, S.G., Aitken, J.D., Wetmiller, R.J., and Horner, R.B.
1987: A rock avalanche triggered by the October 1985 North Nahanni earthquake, District of Mackenzie, N.W.T.; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 176-184.

Ferguson, A. and Osborn, G.
1981: Minimum age of deglaciation of upper Elk Valley, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1635-1636.

Fergusson, A. (sic) and Hills, L.V.
1985: Postglacial pollen and paleoclimate in southwestern Alberta and southeastern British Columbia. Part 2: a palynological record, upper Elk Valley, British Columbia; in Climatic Change in Canada 5, Critical Periods in the Quaternary Climatic History of Northern North America, C.R. Harington (ed.); National Museums of Canada, National Museum of Natural Sciences, Syllogeus Series, no. 55, p. 355-369.

Fitzharris, B.B. and Schaerer, P.A.
1980: Frequency of major avalanche winters; Journal of Glaciology, v. 26, p. 43-52.

Fladmark, K.R.
1975: A paleoecological model for Northwest Coast prehistory; National Museums of Canada, National Museum of Man, Mercury Series, Archaeological Survey of Canada, Paper 43, 328 p.

Flint, R.F.
1935: « White-silt » deposits in the Okanagan Valley, British Columbia; Royal Society of Canada, Transactions, ser. 3, v. 29, sec. 4, p. 107-114.
1971: Glacial and Quaternary Geology; John Wiley & Sons, New York, 892 p.

Ford, D.C.
1973: Development of the canyons of the South Nahanni River, N.W.T.; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 366-378.
1976: Evidences of multiple glaciation in South Nahanni National Park, Mackenzie Mountains, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1433-1445.

Ford, D.C., Schwarcz, H.P., Drake, J.J., Gascoyne, M., Harmon, R.S., and Latham, A.G.
1981: Estimates of the age of the existing relief within the southern Rocky Mountains of Canada; Arctic and Alpine Research, v. 13, p. 1-10.

Foscolos, A.E., Rutter, N.W., and Hughes, O.L.
1977: The use of pedological studies in interpreting the Quaternary history of central Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 271, 48 p.

Fryxell, R.
1965: Mazama and Glacier Peak volcanic ash layers: relative ages; Science, v. 147, p. 1288-1290.

Fulton, R.J.
1965: Silt deposition in late-glacial lakes of southern British Columbia; American Journal of Science, v. 263, p. 553-570.

---

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

1967: Deglaciation studies in Kamloops region, an area of moderate relief, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 154, 36 p.
1968: Olympia Interglaciation, Purcell Trench, British Columbia; Geological Society of America, Bulletin, v. 79, p. 1075-1080.
1969: Glacial lake history, southern Interior Plateau, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 69-37, 14 p.
1971: Radiocarbon geochronology of southern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 71-37, 28 p.
1975a: Quaternary geology and geomorphology, Nicola-Vernon area, British Columbia (82L W1/2 and 92I E1/2); Geological Survey of Canada, Memoir 380, 50 p.
1975b: Quaternary stratigraphy south central British Columbia; in The Last Glaciation, D.J. Easterbrook (ed.); IUGS-Unesco International Geological Correlation Program, Project 73-1-24, Guidebook for Field Conference (Western Washington University, Bellingham, Washington), p. 98-124.

Fulton, R.J. and Halstead, E.C.
1972: Quaternary geology of the southern Canadian Cordillera; 24th International Geological Congress (Montreal, Quebec), Guidebook, Field Excursion A02, 49 p.

Fulton, R.J. and Pullen, M.J.L.T.
1969: Sedimentation in Upper Arrow Lake, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 785-790.

Fulton, R.J. and Smith, G.W.
1978: Late Pleistocene stratigraphy of south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 971-980.

Fulton, R.J., Armstrong, J.E., and Fyles, J.G.
1976: Stratigraphy and palynology of late Quaternary sediments in the Puget Lowland, Washington: Discussion; Geological Society of America, Bulletin, v. 87, p. 153-155.

Fulton, R.J., Fenton, M.M., and Rutter, N.W.
1984: Summary of Quaternary stratigraphy and history, western Canada; in Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 69-83.

Fyles, J.G.
1963: Surficial geology of Horne Lake and Parksville map-areas, Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 318, 142 p.

Gabrielse, H. and Yorath, C.J.
1989: The Cordilleran Orogen: Canada; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 4 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. G-2).*

Gascoyne, M., Ford, D.C., and Schwarcz, H.P.
1981: Late Pleistocene chronology and paleoclimate of Vancouver Island determined from cave deposits; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1643-1652.

Gascoyne, M., Schwarcz, H.P., and Ford, D.C.
1980: A palaeotemperature record for the mid-Wisconsin in Vancouver Island; Nature, v. 285, p. 474-476.

Gilbert, R.
1972: Drainings of ice-dammed Summit Lake, British Columbia; Canada Department of Environment, Inland Waters Directorate, Water Resources Branch, Scientific Series, no. 20, 17 p.
1975: Sedimentation in Lillooet Lake, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1697-1711.

Gilbert, R. and Desloges, J.R.
1987: Sediments of ice-dammed, self-draining Ape Lake, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1735-1747.

Guthrie, R.D.
1968: Paleoecology of the large-mammal community in interior Alaska during the late Pleistocene; American Midland Naturalist, v. 79, p. 346-363.
1982: Mammals of the mammoth steppe as paleoenvironmental indicators; in Paleoecology of Beringia, D.M. Hopkins, J.V. Matthews, Jr., C.E. Schweger, and S.B. Young (ed.); Academic Press, New York, p. 307-326.

Gwillim, J.C.
1902: Glaciation in the Atlin district, British Columbia; Journal of Geology, v. 10, p. 182-185.

Halstead, E.C.
1968: The Cowichan Ice tongue, Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 1409-1415.

Hamilton, T.D. and Bischoff, J.L.
1984: Uranium-series dating of fossil bones from the Canyon Creek vertebrate locality in central Alaska; in The United States Geological Survey in Alaska: Accomplishments during 1982, K.M. Reed and S. Bartsch-Winkler (ed.); United States Geological Survey, Circular 939, p. 26-29.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Hamilton, T.D. and Thorson, R.M.
1983: The Cordilleran ice sheet in Alaska; in Late-Quaternary Environments of the United States, Volume 1, the Late Pleistocene, S.C. Porter (ed.); University of Minnesota Press, Minneapolis, Minnesota, p. 38-52.

Hamilton, T.S. and Luternauer, J.L.
1983: Evidence of seafloor instability in the south-central Strait of Georgia, British Columbia: a preliminary compilation; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 417-421.

Hansen, B.S. and Easterbrook, D.J.
1974: Stratigraphy and palynology of late Quaternary sediments in the Puget Lowland, Washington; Geological Society of America, Bulletin, v. 85, p. 587-602.

Hansen, H.P.
1940: Paleoecology of two peat bogs in southwestern British Columbia; American Journal of Botany, v. 27, p. 144-149.
1950: Pollen analysis of three bogs on Vancouver Island, Canada; Journal of Ecology, v. 38, p. 270-276.
1955: Postglacial forests in south central and central British Columbia; American Journal of Science, v. 253, p. 640-658.

Hanson, G.
1932: Varved clays of Tide Lake, British Columbia; Royal Society of Canada, Transactions, ser. 3, v. 26, sec. 4, p. 335-339.

Hare, F.K. and Hay, J.E.
1974: The climate of Canada and Alaska; in Climates of North America, R.A. Bryson and F.K. Hare (ed.); Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Netherlands, p. 49-192.

Hare, F.K. and Thomas, M.K.
1974: Climate Canada; Wiley Publishers of Canada, Toronto, Ontario, 256 p.

Harington, C.R.
1970: Ice age mammal research in the Yukon Territory and Alaska; in Early Man and Environments in Northwest North America, R.A. Smith and J.W. Smith (ed.); University of Calgary, Archaeological Association, Calgary, Alberta, p. 35-51.
1975: Pleistocene muskoxen (*Symbos*) from Alberta and British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 903-919.
1977: Pleistocene mammals of the Yukon Territory; unpublished PhD thesis, University of Alberta, Edmonton, Alberta, 1060 p.
1978: Quaternary vertebrate faunas of Canada and Alaska and their suggested chronological sequence; National Museums of Canada, National Museum of Natural Sciences, Syllogeus Series, no. 15, 105 p.

Harington, C.R. and Clulow, F.V.
1973: Pleistocene mammals from Gold Run Creek, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 697-759.

Harington, C.R., Tipper, H.W., and Mott, R.J.
1974: Mammoth from Babine Lake, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 285-303.

Harmon, R.S., Ford, D.C., and Schwarcz, H.P.
1977: Interglacial chronology of the Rocky and Mackenzie Mountains based upon ^{230}Th-^{234}U dating of calcite speleothems; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2543-2552.

Harris, S.A. and Pip, E.
1973: Molluscs as indicators of late- and post-glacial climatic history in Alberta; Canadian Journal of Zoology, v. 51, p. 209-215.

Harrison, J.E.
1976: Dated organic material below Mazama (?) tephra: Elk Valley, British Columbia; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 76-1C, p. 169-170.

Hazell, S.D.
1979: Late Quaternary vegetation and climate of Dunbar Valley, British Columbia; unpublished MSc thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario, 101 p.

Hebda, R.J.
1977: The paleoecology of a raised bog and associated deltaic sediments of the Fraser River delta; unpublished PhD thesis, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, 202 p.
1982: Postglacial history of grasslands of southern British Columbia and adjacent regions; in Grassland Ecology and Classification Symposium Proceedings, A.C. Nicholson, A. McLean, and T.E. Baker (ed.); British Columbia Ministry of Forests, Victoria, British Columbia, p. 157-191.
1983: Late-glacial and postglacial vegetation history at Bear Cove bog, northeast Vancouver Island, British Columbia; Canadian Journal of Botany, v. 61, p. 3172-3192.

Hebda, R.J. and Mathewes, R.W.
1986: Radiocarbon dates from Anthony Island, Queen Charlotte Islands, and their geological and archaeological significance; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 2071-2076.

Hebda, R.J. and Rouse, G.E.
1979: Palynology of two Holocene cores from the Hesquiat Peninsula, Vancouver Island; Syesis, v. 12, p. 121-130.
Hebda, R.J., Hicock, S.R., Miller, R.F., and Armstrong, J.E.
1983: Paleoecology of mid-Wisconsin sediments from Lynn Canyon, Fraser Lowland, British Columbia; Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 8, p. A31.
Heginbottom, J.A.
1972: Surficial geology of Taseko Lakes map-area British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 72-14, 9 p.
Heusser, C.J.
1955: Pollen profiles from the Queen Charlotte Islands, British Columbia; Canadian Journal of Botany, v. 33, p. 429-449.
1956: Postglacial environments in the Canadian Rocky Mountains; Ecological Monographs, v. 26, p. 263-302.
1960: Late-Pleistocene environments of North Pacific North America; American Geographical Society, Special Publication 35, 308 p.
1977: Quaternary palynology of the Pacific slope of Washington; Quaternary Research, v. 8, p. 282-306.
1983: Vegetational history of the northwestern United States including Alaska; in Late-Quaternary Environments of the United States, Volume 1, the Late Pleistocene, S.C. Porter (ed.); University of Minnesota Press, Minneapolis, Minnesota, p. 239-258.
Heusser, C.J., Heusser, L.E., and Streeter, S.S.
1980: Quaternary temperatures and precipitation for the north-west coast of North America; Nature, v. 286, p. 702-704.
Heusser, L.E.
1983: Palynology and paleoecology of postglacial sediments in an anoxic basin, Saanich Inlet, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 873-885.
Hicks, S.D. and Shofnos, W.
1965: The determination of land emergence from sea level observations in southeast Alaska; Journal of Geophysical Research, v. 70, p. 3315-3320.
Hickson, C.J. and Souther, J.G.
1984: Late Cenozoic volcanic rocks of the Clearwater-Wells Gray area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 267-277.
Hicock, S.R.
1980: Pre-Fraser Pleistocene stratigraphy, geochronology, and paleoecology of the Georgia Depression, British Columbia; unpublished PhD thesis, University of Western Ontario, London, Ontario, 230 p.
Hicock, S.R. and Armstrong, J.E.
1981: Coquitlam Drift: a pre-Vashon glacial formation in the Fraser Lowland, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1443-1451.
1983: Four Pleistocene formations in southwest British Columbia: their implications for patterns of sedimentation of possible Sangamonian to early Wisconsinan age; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1232-1247.
1985: Vashon Drift: definition of the formation in the Georgia Depression, southwest British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 748-757.
Hicock, S.R., Hebda, R.J., and Armstrong, J.E.
1982a: Lag of Fraser glacial maximum in the Pacific Northwest: pollen and macrofossil evidence from western Fraser Lowland, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2288-2296.
Hicock, S.R., Hobson, K., and Armstrong, J.E.
1982b: Late Pleistocene proboscideans and early Fraser glacial sedimentation in eastern Fraser Lowland, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 899-906.
Holland, S.S.
1964: Landforms of British Columbia, a physiographic outline; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 48, 138 p. Reprinted 1976.
Holtedahl, H.
1960: Mountain, fiord, strandflat; geomorphology and general geology of parts of western Norway; 21st International Geological Congress (Norden), Guide to Excursions A6 and C3, 29 p.
Hopkins, D.M.
1967: The Cenozoic history of Beringia — a synthesis; in The Bering Land Bridge, D.M. Hopkins (ed.); Stanford University Press, Stanford, California, p. 451-484.
Hopkins, D.M., Smith, P.A., and Matthews, J.V., Jr.
1981: Dated wood from Alaska and the Yukon: implications for forest refugia in Beringia; Quaternary Research, v. 15, p. 217-249.
Horner, R.B.
1983: Seismicity in the St. Elias region of northwestern Canada and southeastern Alaska; Seismological Society of America, Bulletin, v. 73, p. 1117-1137.
Howes, D.E.
1977: Terrain inventory and late Pleistocene history of the southern part of the Nechako Plateau; British Columbia Ministry of Environment, Resource Analysis Branch, Bulletin 1, 27 p.
1981a: Late Quaternary sediments and geomorphic history of north-central Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1-12.
1981b: Terrain inventory and geological hazards: northern Vancouver Island; British Columbia Ministry of Environment, Assessment and Planning Division, APD Bulletin 5, 105 p.
1983: Late Quaternary sediments and geomorphic history of northern Vancouver Island, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 57-65.
Hughes, O.L.
1972: Surficial geology of northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 69-36, 11 p.
1987: Late Wisconsinan Laurentide glacial limits of northwestern Canada: The Tutsieta Lake and Kelly Lake phases; Geological Survey of Canada, Paper 85-25, 19 p.
Hughes, O.L., Campbell, R.B., Muller, J.E., and Wheeler, J.O.
1969: Glacial limits and flow patterns, Yukon Territory, south of 65 degrees north latitude; Geological Survey of Canada, Paper 68-34, 9 p.
Hughes, O.L., Harington, C.R., Janssens, J.A., Matthews, J.V., Jr., Morlan, R.E., Rutter, N.W., and Schweger, C.E.
1981: Upper Pleistocene stratigraphy, paleoecology, and archaeology of the northern Yukon interior, eastern Beringia. 1. Bonnet Plume Basin; Arctic, v. 34, p. 329-365.
Hughes, O.L., Rampton, V.N., and Rutter, N.W.
1972: Quaternary geology and geomorphology, southern and central Yukon (northern Canada); 24th International Geological Congress (Montreal, Quebec), Guidebook, Field Excursion A11, 59 p.
Hughes, O.L., van Everdingen, R.O., and Tarnocai, C.
1983: Regional setting — physiography and geology; in Guidebook to Permafrost and Related Features of the Northern Yukon Territory and Mackenzie Delta, Canada, H.M. French and J.A. Heginbottom (ed.); Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Fairbanks, Alaska, p. 5-34.
Hughes, O.L., Veillette, J.J., Pilon, J., Hanley, P.T., and van Everdingen, R.O.
1973: Terrain evaluation with respect to pipeline construction, Mackenzie Transportation Corridor, central part, lat. 64 to 68N.; Environmental-Social Program, Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development, Report 73-37, 74 p.
Hyndman, R.D. and Weichert, D.H.
1983: Seismicity and rates of relative motion on the plate boundaries of western North America; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 72, p. 59-82.
Hyndman, R.D., Riddihough, R.P., and Herzer, R.
1979: The Nootka fault zone: a new plate boundary off western Canada; Geophysical Journal, v. 58, p. 667-683.
Jackson, L.E., Jr.
1977: Quaternary stratigraphy and terrain inventory of the Alberta portion of the Kananaskis Lakes 1:250 000 sheet (82-J); unpublished PhD thesis, University of Calgary, Calgary, Alberta, 480 p.
1979: A catastrophic glacial outburst flood (jökulhlaup) mechanism for debris flow generation at the Spiral Tunnels, Kicking Horse River basin, British Columbia; Canadian Geotechnical Journal, v. 16, p. 806-813.
1980: Glacial history and stratigraphy of the Alberta portion of the Kananaskis Lakes map area; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 459-477.
1987: Terrain inventory and Quaternary history of the Nahanni map area, Yukon Territory and Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 86-18, 23 p.
Jackson, L.E., Church, M., Clague, J.J., and Eisbacher, G.H.
1985: Slope hazards in the southern Coast Mountains of British Columbia, Field Trip 4; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits in the Southern Canadian Cordillera, D.J. Tempelman-Kluit (ed.); Geological Society of America, Cordilleran Section, 1985 Annual Meeting (Vancouver, British Columbia), Field Trip Guidebook, p. 4-1 — 4-34.
Jackson, L.E., Jr., MacDonald, G.M., and Wilson, M.C.
1982: Paraglacial origin for terraced river sediments in Bow Valley, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2219-2231.
Johnston, W.A.
1921a: Pleistocene oscillations of sea-level in the Vancouver region, British Columbia; Royal Society of Canada, Transactions, ser. 3, v. 15, sec. 4, p. 9-19.

1921b: Sedimentation of the Fraser River delta; Geological Survey of Canada, Memoir 125, 46 p.
1922: The character of the stratification of the sediments in the Recent delta of Fraser River, British Columbia, Canada; Journal of Geology, v. 30, p. 115-129.
1923: Geology of Fraser River delta map-area; Geological Survey of Canada, Memoir 135, 87 p.
1926a: Gold placers of Dease Lake area, Cassiar district, B.C.; Geological Survey of Canada, Summary Report 1925, pt. A, p. 33A-74A.
1926b: The Pleistocene of Cariboo and Cassiar districts, British Columbia, Canada; Royal Society of Canada, Transactions, ser. 3, v. 20, sec. 4, p. 137-147.

Johnston, W.A. and Uglow, W.L.
1926: Placer and vein gold deposits of Barkerville, Cariboo district, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 149, 246 p.

Jones, D.L., Cox, A., Coney, P., and Beck, M.
1982a: The growth of western North America; Scientific American, v. 247, no. 5, p. 70-84.

Jones, D.L., Howell, D.G., Coney, P.J., and Monger, J.W.H.
1982b: Recognition, character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America; in Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions, M. Hashimoto and S. Uyeda (ed.); Advances in Earth and Planetary Sciences, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, Japan, p. 21-35.

Jones, D.P., Ricker, K.E., Desloges, J.R., and Maxwell, M.
1985: Glacier outburst flood on the Noeick River: the draining of Ape Lake, British Columbia, October 20, 1984; Geological Survey of Canada, Open File 1139, 81 p.

Jopling, A.V., Irving, W.N., and Beebe, B.F.
1981: Stratigraphic, sedimentological and faunal evidence for the occurrence of pre-Sangamonian artefacts in northern Yukon; Arctic, v. 34, p. 3-33.

Karlstrom, E.T.
1981: Late Cenozoic soils of the Glacier and Waterton Parks area, northwestern Montana and southwestern Alberta, and paleoclimatic implications; unpublished PhD thesis, University of Calgary, Calgary, Alberta, 358 p.
1987: Stratigraphy and genesis of five superposed paleosols in pre-Wisconsinan drift on Mokowan Butte, southwestern Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 2235-2253.

Kearney, M.S. and Luckman, B.H.
1983a: Holocene timberline fluctuations in Jasper National Park, Alberta; Science, v. 221, p. 261-263.
1983b: Postglacial vegetational history of Tonquin Pass, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 776-786.

Keen, C.E. and Hyndman, R.D.
1979: Geophysical review of the continental margins of eastern and western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 712-747.

Kendrew, W.G. and Kerr, D.
1955: The climate of British Columbia and the Yukon Territory; Queen's Printer, Ottawa, Ontario, 222 p.

Kerr, F.A.
1934: Glaciation in northern British Columbia; Royal Society of Canada, Transactions, ser. 3, v. 28, sec. 4, p. 17-31.
1936: Quaternary glaciation in the Coast Range, northern British Columbia and Alaska; Journal of Geology, v. 44, p. 681-700.
1948: Lower Stikine and western Iskut River areas, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 246, 94 p.

Keser, N.
1970: Soil and forest growth in the Sayward Forest, British Columbia; unpublished PhD thesis, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia, 302 p.

Kigoshi, K., Suzuki, N., and Fukatsu, H.
1973: Gakushuin natural radiocarbon measurements VIII; Radiocarbon, v. 15, p. 42-67.

Kindle, E.D.
1952: Dezadeash map-area, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 268, 68 p.

King, M.
1980: Palynological and macrofossil analyses of lake sediments from the Lillooet area, British Columbia; unpublished MSc thesis, Simon Fraser University, Burnaby, British Columbia, 125 p.

Klassen, R.W.
1978: A unique stratigraphic record of late Tertiary-Quaternary events in southeastern Yukon; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1884-1886.
1987: The Tertiary-Pleistocene stratigraphy of the Liard Plain, southeastern Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 86-17, 16 p.

Lamplugh, G.W.
1886: On glacial shell-beds in British Columbia; Geological Society of London, Quarterly Journal, v. 42, p. 276-286.

Lemke, R.W., Laird, W.M., Tipton, M.J., and Lindvall, R.M.
1965: Quaternary geology of northern Great Plains; in The Quaternary of the United States, H.E. Wright, Jr. and D.G. Frey (ed.); Princeton University Press, Princeton, New Jersey, p. 15-27.

Leonard, E.M.
1986a: Varve studies at Hector Lake, Alberta, Canada, and the relationship between glacial activity and sedimentation; Quaternary Research, v. 25, p. 199-214.
1986b: Use of lacustrine sedimentary sequences as indicators of Holocene glacial history, Banff National Park, Alberta, Canada; Quaternary Research, v. 26, p. 218-231.

Lerbekmo, J.F. and Campbell, F.A.
1969: Distribution, composition, and source of the White River ash, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 109-116.

Lerbekmo, J.F., Westgate, J.A., Smith, D.G.W., and Denton, G.H.
1975: New data on the character and history of the White River volcanic eruption, Alaska; in Quaternary Studies, R.P. Suggate and M.M. Cresswell (ed.); Royal Society of New Zealand, Bulletin 13, p. 203-209.

Levson, V. and Rutter, N.W.
1986: A facies approach to the stratigraphic analysis of Late Wisconsinan sediments in the Portal Creek area, Jasper National Park, Alberta; Géographie physique et Quaternaire, v. 40, p. 129-144.

Lichti-Federovich, S.
1973: Palynology of six sections of late Quaternary sediments from the Old Crow River, Yukon Territory; Canadian Journal of Botany, v. 51, p. 553-564.
1974: Palynology of two sections of late Quaternary sediments from the Porcupine River, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 74-23, 6 p.

Lowdon, J.A. and Blake, W., Jr.
1968: Geological Survey of Canada radiocarbon dates VII; Radiocarbon, v. 10, p. 207-245. Reprinted (1968) as Geological Survey of Canada, Paper 68-2B.
1970: Geological Survey of Canada radiocarbon dates IX; Radiocarbon, v. 12, p. 46-86. Reprinted (1970) as Geological Survey of Canada, Paper 70-2B.
1973: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIII; Geological Survey of Canada, Paper 73-7, 61 p.
1978: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVIII; Geological Survey of Canada, Paper 78-7, 20 p.
1979: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIX; Geological Survey of Canada, Paper 797, 58 p.
1980: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XX; Geological Survey of Canada, Paper 80-7, 28 p.
1981: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXI; Geological Survey of Canada, Paper 81-7,e 22 p.

Lowdon, J.A., Fyles, J.G., and Blake, W., Jr.
1967: Geological Survey of Canada radiocarbon dates VI; Radiocarbon, v. 9, p. 156-197. Reprinted (1967) as Geological Survey of Canada, Paper 67-2B.

Lowdon, J.A., Robertson, I.M., and Blake, W., Jr.
1971: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XI; Radiocarbon, v. 13, p. 255-324. Reprinted (1971) as Geological Survey of Canada, Paper 71-7.
1977: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVII; Geological Survey of Canada, Paper 77-7, 25 p.

Luckman, B.H.
1986: Reconstruction of Little Ice Age events in the Canadian Rocky Mountains; Géographie physique et Quaternaire, v. 40, p. 17-28.

Luckman, B.H. and Osborn, G.D.
1979: Holocene glacier fluctuations in the middle Canadian Rocky Mountains; Quaternary Research, v. 11, p. 52-77.

Luternauer, J.L. and Finn, W.D.L.
1983: Stability of the Fraser River delta front; Canadian Geotechnical Journal, v. 20, p. 603-616.

Luternauer, J.L. and Murray, J.W.
1983: Late Quaternary morphologic development and sedimentation, central British Columbia continental shelf; Geological Survey of Canada, Paper 83-21, 38 p.

Luternauer, J.L. and Swan, D.
1978: Kitimat submarine slump deposit(s): a preliminary report; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 327-332.

MacDonald, G.M.
1982: Late Quaternary paleoenvironments of the Morley Flats and Kananaskis Valley of southwestern Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 23-35.
1983: Holocene vegetation history of the Upper Natla River area, Northwest Territories, Canada; Arctic and Alpine Research, v. 15, p. 169-180.

1987a: Postglacial development of the subalpine-boreal transition forest of western Canada; Journal of Ecology, v. 75, p. 303-320.
1987b: Postglacial vegetation history of the Mackenzie River basin; Quaternary Research, v. 28, p. 245-262.

MacDonald, G.M. and Cwynar, L.C.
1985: A fossil pollen based reconstruction of lodgepole pine (*Pinus contorta* ssp. *latifolia*) in the western interior of Canada; Canadian Journal of Forestry Research, v. 15, p. 1039-1044.

MacDonald, G.M., Beukens, R.P., Keiser, W.E., and Vitt, D.H.
1987: Comparative radiocarbon dating of terrestrial plant macrofossils and aquatic moss from the « ice-free corridor » of western Canada; Geology, v. 15, p. 837-840.

Mackay, J.R. and Mathews, W.H.
1973: Geomorphology and Quaternary history of the Mackenzie River valley near Fort Good Hope, N.W.T., Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 26-41.

Marcus, M.G.
1960: Periodic drainage of glacier-dammed Tulsequah Lake, British Columbia; Geographical Review, v. 50, p. 89-106.

Mathewes, R.W.
1973: A palynological study of postglacial vegetation changes in the University Research Forest, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Botany, v. 51, p. 2085-2103.
1979: A paleoecological analysis of Quadra Sand at Point Grey, British Columbia, based on indicator pollen; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 847-858.
1985: Paleobotanical evidence for climatic change in southern British Columbia during late-glacial and Holocene time; in Climatic Change in Canada 5, Critical Periods in the Quaternary Climatic History of Northern North America, C.R. Harington (ed.); National Museums of Canada, National Museum of Natural Sciences, Syllogeus Series, no. 55, p. 397422.

Mathewes, R.W. and Clague, J.J.
1982: Stratigraphic relationships and paleoecology of a late-glacial peat bed from the Queen Charlotte Islands, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1185-1195.

Mathewes, R.W. and Heusser, L.E.
1981: A 12 000 year palynological record of temperature and precipitation trends in southwestern British Columbia; Canadian Journal of Botany, v. 59, p. 707-710.

Mathewes, R.W. and Rouse, G.E.
1975: Palynology and paleoecology of postglacial sediments from the lower Fraser River canyon of British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 745-756.

Mathewes, R.W. and Westgate, J.A.
1980: Bridge River tephra: revised distribution and significance for detecting old carbon errors in radiocarbon dates of limnic sediments in southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1454-1461.

Mathews, W.H.
1944: Glacial lakes and ice retreat in south-central British Columbia; Royal Society of Canada, Transactions, ser. 3, v. 38, sec. 4, p. 39-57.
1947: « Tuyas, » flat-topped volcanoes in northern British Columbia; American Journal of Science, v. 245, p. 560-570.
1951a: Historic and prehistoric fluctuations of alpine glaciers in the Mount Garibaldi map-area, southwestern British Columbia; Journal of Geology, v. 59, p. 357-380.
1951b: The Table, a flat-topped volcano in southern British Columbia; American Journal of Science, v. 249, p. 830-841.
1955: Late Pleistocene divide of the Cordilleran Ice Sheet (abstract); Geological Society of America, Bulletin, v. 66, p. 1657.
1958: Geology of the Mount Garibaldi map-area, southwestern British Columbia, Canada. Part II: geomorphology and Quaternary volcanic rocks; Geological Society of America, Bulletin, v. 69, p. 179-198.
1965: Two self-dumping ice-dammed lakes in British Columbia; Geographical Review, v. 55, p. 46-52.
1972: Geology of Vancouver area of British Columbia; 24th International Geological Congress (Montreal, Quebec), Guidebook, Field Excursion AO5-CO5, 47 p.*
1973: Record of two jökullhlaups (sic); International Association of Scientific Hydrology, Publication 95, p. 99-110.
1978: Quaternary stratigraphy and geomorphology of Charlie Lake (94A) map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 76-20, 25 p.
1979: Landslides of central Vancouver Island and the 1946 earthquake; Seismological Society of America, Bulletin, v. 69, p. 445-450.
1980: Retreat of the last ice sheets in northeastern British Columbia and adjacent Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 331, 22 p.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

1986: Physiographic map of the Canadian Cordillera; Geological Survey of Canada, Map 1701A.

Mathews, W.H. and McTaggart, K.C.
1978: Hope rockslides, British Columbia, Canada; in Rockslides and Avalanches, 1, Natural Phenomena, B. Voight (ed.); Elsevier Scientific Publishing Company, New York, p. 259-275.

Mathews, W.H. and Rouse, G.E.
1986: An Early Pleistocene proglacial succession in south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1796-1803.

Mathews, W.H., Fyles, J.G., and Nasmith, H.W.
1970: Postglacial crustal movements in southwestern British Columbia and adjacent Washington state; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 690-702.

Matthews, J.V. Jr.
1975a: Incongruence of macrofossil and pollen evidence: a case from the late Pleistocene of the northern Yukon coast; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 75-1B, p. 139-146.
1975b: Insects and plant macrofossils from two Quaternary exposures in the Old Crow-Porcupine region, Yukon Territory, Canada; Arctic and Alpine Research, v. 7, p. 249-259.
1976: Arctic-steppe: an extinct biome (abstract); American Quaternary Association, 4th Biennial Conference (Tempe, Arizona), Abstracts, p. 73-79.
1980: Paleoecology of John Klondike bog, Fisherman Lake region, southwest District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 80-22, 12 p.
1982: East Beringia during late Wisconsin time: a review of the biotic evidence; in Paleoecology of Beringia, D.M. Hopkins, J.V. Matthews, Jr., C.E. Schweger, and S.B. Young (ed.); Academic Press, New York, p. 127-150.
1984: Synthesis of environmental history and stratigraphy of the northern Yukon: iteration 1; Joint Canadian-American Workshop on Correlation of Quaternary Deposits and Events in the Area around the Beaufort Sea (Calgary, Alberta), unpublished report.
1987: Late Cenozoic history of northern Yukon basins: an update (abstract); International Union for Quaternary Research, 12th International Congress (Ottawa, Ontario), Programme with Abstracts, p. 221.

McConnell, R.G.
1903a: Yukon district; Geological Survey of Canada, Annual Report, new ser., v. 13 (1900), p. 37A-52A.
1903b: The MacMillan River, Yukon district; Geological Survey of Canada, Annual Report, new ser., v. 15 (1902), p. 22A-38A.
1905: Report on the Klondike gold fields; Geological Survey of Canada, Annual Report, new ser., v. 14 (1901), p. 1B-71B.
1907: Report on gold values in the Klondike high level gravels; Geological Survey of Canada, Publication 979, 34 p.

McConnell, R.G. and Brock, R.W.
1904: Report on the great landslide at Frank, Alta.; Canada Department of Interior, Annual Report 1903, pt. 8, 17 p.

McRoberts, E.C. and Morgenstern, N.R.
1974: The stability of thawing slopes; Canadian Geotechnical Journal, v. 11, p. 447-469.

Meyerhof, G.G. and Sebastyan, G.Y.
1970: Settlement studies on air terminal building and apron, Vancouver International Airport, British Columbia; Canadian Geotechnical Journal, v. 7, p. 433-456.

Miller, C.D.
1969: Chronology of Neoglacial moraines in the Dome Peak area, North Cascade Range, Washington; Arctic and Alpine Research, v. 1, p. 49-65.

Miller, M.M.
1976: Quaternary erosional and stratigraphic sequences in the Alaska-Canada Boundary Range; in Quaternary Stratigraphy of North America, W.C. Mahaney (ed.); Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, p. 463-492.

Miller, M.M. and Anderson, J.H.
1974: Out-of-phase Holocene climatic trends in the maritime and continental sectors of the Alaska-Canada Boundary Range; in Quaternary Environments: Proceedings of a Symposium, W.C. Mahaney (ed.); York University, Geographical Monographs, no. 5, p. 33-58.

Milne, W.G., Rogers, G.C., Riddihough, R.P., McMechan, G.A., and Hyndman, R.D.
1978: Seismicity of western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1170-1193.

Mokievsky-Zubok, O.
1977: Glacier-caused slide near Pylon Peak, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2657-2662.

Monger, J.W.H. and Berg, H.C.
1984: Part B — Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska; in Lithotectonic Terrane Maps of the North American Cordillera, N.J. Siberling and D.L. Jones (ed.); United States Geological Survey, Open-File Report 84-523, p. B-1-B-31 and Map Sheet 2.
Monger, J.W.H., Price, R.A., and Tempelman-Kluit, D.J.
1982: Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic welts in the Canadian Cordillera; Geology, v. 10, p. 70-75.
Moore, D.P. and Mathews, W.H.
1978: The Rubble Creek landslide, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1039-1052.
Morgan, A.V.
1966: Lithological and glacial geomorphological studies near the Erratics Train, Calgary area, Alberta; unpublished MSc thesis, University of Calgary, Calgary, Alberta, 178 p.
1969: Lithology of the Erratics Train in the Calgary area; in Geomorphology: Selected Readings, J.G. Nelson and M.J. Chambers (ed.); Methuen, Toronto, Ontario, p. 165-182.
Morison, S.R.
1987: Stop 26: White Channel placer deposits in the Klondike area; in Quaternary Research in Yukon, S.R. Morison and C.A.S. Smith (ed.); International Union for Quaternary Research, 12th International Congress (Ottawa, Ontario), Guidebook, Field Excursions A-20a and A-20b, p. 68-71.
1989: Placer deposits in Canada; in Chapter 11 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Morlan, R.E.
1979: A stratigraphic framework for Pleistocene artifacts from Old Crow River, northern Yukon Territory; in Pre-Llano Cultures of the Americas: Paradoxes and Possibilities, R.L. Humphrey and D. Stanford (ed.); Anthropological Society of Washington, Washington, D.C., p. 125-145.
1980: Taphonomy and archaeology in the Upper Pleistocene of the northern Yukon Territory: a glimpse of the peopling of the New World; National Museums of Canada, National Museum of Man, Mercury Series, Archaeological Survey of Canada, Paper 94, 398 p.
1986: Pleistocene archaeology in Old Crow Basin: a critical reappraisal; in New Evidence for the Pleistocene Peopling of the Americas, A.L. Bryan (ed.); University of Maine, Center for the Study of Early Man, Orono, Maine, p. 27-48.
Morlan, R.E. and Matthews, J.V., Jr.
1983: Taphonomy and paleoecology of fossil insect assemblages from Old Crow River (CRH-15) northern Yukon Territory, Canada; Géographie physique et Quaternaire, v. 37, p. 147-157.
Mörner, N.-A.
1976: Eustasy and geoid changes; Journal of Geology, v. 84, p. 123-151.
Mott, R.J. and Jackson, L.E., Jr.
1982: An 18 000 year palynological record from the southern Alberta segment of the classical Wisconsinan « Ice-free Corridor »; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 504-513.
Mountjoy, E.W.
1958: Jasper area Alberta, a source of the Foothills Erratics Train; Alberta Society of Petroleum Geology, Journal, v. 6, p. 218-226.
Mullineaux, D.R., Hyde, J.H., and Rubin, M.
1975: Widespread late glacial and postglacial tephra deposits from Mount St. Helens volcano, Washington; United States Geological Survey, Journal of Research, v. 3, p. 329-335.
Munday, D.
1931: Retreat of Coast Range glaciers; Canadian Alpine Journal, v. 20, p. 140-142.
1936: Glaciers of Mt. Waddington region; Canadian Alpine Journal, v. 23, p. 68-75.
Murty, T.S.
1977: Seismic sea waves-tsunamis; Fisheries Research Board of Canada, Bulletin 198, 337 p.
1979: Submarine slide-generated water waves in Kitimat Inlet, British Columbia; Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 7777-7779.
Naeser, N.D., Westgate, J.A., Hughes, O.L., and Péwé, T.L.
1982: Fission-track ages of late Cenozoic distal tephra beds in the Yukon Territory and Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2167-2178.
Nasmith, H.W. and Mercer, A.G.
1979: Design of dykes to protect against debris flows at Port Alice, British Columbia; Canadian Geotechnical Journal, v. 16, p. 748-757.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Nasmith, H., Mathews, W.H., and Rouse, G.E.
1967: Bridge River ash and some other Recent ash beds in British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 163-170.
Newcombe, C.F.
1914: Pleistocene raised beaches at Victoria, B.C.; Ottawa Naturalist, v. 28, p. 107-110.
Olson, E.A. and Broecker, W.S.
1961: Lamont natural radiocarbon measurements VII; Radiocarbon, v. 3, p. 141-175.
Osborn, G.
1985: Holocene tephrostratigraphy and glacier fluctuations in Waterton Lakes and Glacier national parks, Alberta and Montana; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1093-1101.
1986: Lateral-moraine stratigraphy and Neoglacial history of Bugaboo Glacier, British Columbia; Quaternary Research, v. 26, p. 171-178.
Ovenden, L.
1982: Vegetation history of a polygonal peatland, northern Yukon; Boreas, v. 11, p. 209-224.
Parrish, R.R.
1981: Uplift rates of Mt. Logan, Y.T., and British Columbia's Coast Mountains using fission track dating methods (abstract); Eos, v. 62, p. 59-60.
1983: Cenozoic thermal evolution and tectonics of the Coast Mountains of British Columbia, 1. Fission track dating, apparent uplift rates, and patterns of uplift; Tectonics, v. 2, p. 601-631.
Peacock, M.A.
1935: Fiord-land of British Columbia; Geological Society of America, Bulletin, v. 46, p. 633-696.
Pearce, G.W., Westgate, J.A., and Robertson, S.
1982: Magnetic reversal history of Pleistocene sediments at Old Crow, northwestern Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 919-929.
Peckover, F.L. and Kerr, J.W.G.
1977: Treatment and maintenance of rock slopes on transportation routes; Canadian Geotechnical Journal, v. 14, p. 487-507.
Pharo, C.H. and Carmacks, E.C.
1979: Sedimentation processes in a short residence-time intermontane lake, Kamloops Lake, British Columbia; Sedimentology, v. 26, p. 523-541.
Pickard, G.L.
1961: Oceanographic features of inlets in the British Columbia mainland coast; Fisheries Research Board of Canada, Journal, v. 18, p. 907-999.
Piteau, D.R.
1977: Regional slope-stability controls and engineering geology of the Fraser Canyon, British Columbia; in Landslides, D.R. Coates (ed.); Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, v. 3, p. 85-111.
Piteau, D.R., Mylrea, F.H., and Blown, I.G.
1978: Downie slide, Columbia River, British Columbia; in Rockslides and Avalanches, 1, Natural Phenomena, B. Voight (ed.); Elsevier Scientific Publishing Company, New York, p. 365-392.
Porter, S.C. and Denton, G.H.
1967: Chronology of Neoglaciation in the North American Cordillera; American Journal of Science, v. 265, p. 177-210.
Porter, S.C., Pierce, K.L., and Hamilton, T.D.
1983: Late Wisconsin mountain glaciation in the western United States; in Late-Quaternary Environments of the United States, Volume 1, The Late Pleistocene, S.C. Porter (ed.); University of Minnesota Press, Minneapolis, Minnesota, p. 71-111.
Powers, H.A. and Wilcox, R.E.
1964: Volcanic ash from Mount Mazama (Crater Lake) and from Glacier Peak; Science, v. 144, p. 1334-1336.
Prest, V.K.
1969: Retreat of Wisconsin and Recent ice in North America; Geological Survey of Canada, Map 1257A.
1970: Quaternary geology of Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, p. 675-764.*
Prest, V.K., Grant, D.R., and Rampton, V.N.
1968: Glacial map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1253A.*
Prior, D.B. and Bornhold, B.D.
1984: Geomorphology of slope instability features of Squamish Harbour, Howe Sound, British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 1095.
1986: Sediment transport on subaqueous fan delta slopes, Britannia Beach, British Columbia; GeoMarine Letters, v. 5, p. 217-224.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Prior, D.B., Bornhold, B.D., Coleman, J.M., and Bryant, W.R.
1982: Morphology of a submarine slide, Kitimat Arm, British Columbia; Geology, v. 10, p. 588-592.
Prior, D.B., Bornhold, B.D., and Johns, M.W.
1984: Depositional characteristics of a submarine debris flow; Journal of Geology, v. 92, p. 707-727.
1986: Active sand transport along a fjord-bottom channel, Bute Inlet, British Columbia; Geology, v. 14, p. 581-584.
Prior, D.B., Wiseman, W.J., and Gilbert, R.
1981: Submarine slope processes on a fan delta, Howe Sound, British Columbia; Geo-Marine Letters, v. 1, p. 85-90.
Rampton, V.N.
1969: Pleistocene geology of the Snag-Klutlan area, southwestern Yukon, Canada; unpublished PhD thesis, University of Minnesota, Minneapolis, Minnesota, 237 p.
1970: Neoglacial fluctuations of the Natazhat and Klutlan Glaciers, Yukon Territory, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 1236-1263.
1971a: Late Pleistocene glaciations of the Snag-Klutlan area, Yukon Territory; Arctic, v. 24, p. 277-300.
1971b: Late Quaternary vegetational and climatic history of the Snag-Klutlan area, southwestern Yukon Territory, Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 82, p. 959-978.
1982: Quaternary geology of the Yukon Coastal Plain; Geological Survey of Canada, Bulletin 317, 49 p.
Read, L.C.
1921: The Cordilleran ice sheet; Natural History, v. 21, p. 251-254.
Reeves, B.O.K.
1975: Early Holocene (ca. 8000 to 5500 B.C.) prehistoric land/resource utilization patterns in Waterton Lakes National Park, Alberta; Arctic and Alpine Research, v. 7, p. 237-248.
1983: Bergs, barriers and Beringia: reflections on the peopling of the New World; in Quaternary Coastlines and Marine Archaeology: Towards the Prehistory of Land Bridges and the Continental Shelves, P.M. Masters and N.C. Flemming (ed.); Academic Press, London, England, p. 389-411.
Reeves, B.O.K. and Dormaar, J.F.
1972: A partial Holocene pedological and archaeological record from the southern Alberta Rocky Mountains; Arctic and Alpine Research, v. 4, p. 325-336.
Rice, H.M.A.
1936: Glacial phenomena near Cranbrook, British Columbia; Journal of Geology, v. 44, p. 68-73.
Richmond, G.M., Fryxell, R., Neff, G.E., and Weis, P.L.
1965: The Cordilleran Ice Sheet of the northern Rocky Mountains, and related Quaternary history of the Columbia Plateau; in The Quaternary of the United States, H.E. Wright, Jr. and D.G. Frey (ed.); Princeton University Press, Princeton, New Jersey, p. 231-242.
Ricker, K.
1983: Preliminary observations on a multiple morainal sequence and associated periglacial features on the Mt. Tatlow area, Chicotin Ranges, Coast Mountains; Canadian Alpine Journal, v. 66, p. 61-67.
Riddihough, R.P.
1977: A model for recent plate interactions off Canada's west coast; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 384-396.
1982: Contemporary movements and tectonics on Canada's west coast: a discussion; Tectonophysics, v. 86, p. 319-341.
Riddihough, R.P. and Hyndman, R.D.
1976: Canada's active western margin — the case for subduction; Geoscience Canada, v. 3, p. 269-278.
Riddihough, R.P., Beck, M.E., Chase, R.L., Davis, E.E., Hyndman, R.D., Johnson, S.H., and Rogers, G.C.
1983: Geodynamics of the Juan de Fuca Plate; in Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs, R. Cabre (ed.); American Geophysical Union, Geodynamics Series, v. 9, p. 5-21.
Riddihough, R.P., Currie, R.G., and Hyndman, R.D.
1980: The Dellwood Knolls and their role in triple junction tectonics off northern Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 577-593.
Ritchie, J.C.
1982: The modern and late Quaternary vegetation of the Doll Creek area, north Yukon, Canada; New Phytologist, v. 90, p. 563-603.
1984: Past and present vegetation of the far northwest of Canada; University of Toronto Press, Toronto, Ontario, 251 p.
Ritchie, J.C. and Cwynar, L.C.
1982: The late Quaternary vegetation of the north Yukon; in Paleoecology of Beringia, D.M. Hopkins, J.V. Matthews, Jr., C.E. Schweger, and S.B. Young (ed.); Academic Press, New York, p. 113-126.
Ritchie, J.C. and MacDonald, G.M.
1986: The patterns of postglacial spread of white spruce; Journal of Biogeography, v. 13, p. 527-540.
Ritchie, J.C., Cinq-Mars, J., et Cwynar, L.C.
1982: L'environnement tardiglaciaire du Yukon septentrional, Canada; Géographie physique et Quaternaire, vol. 36, p. 241-250.
Ritchie, J.C., Cwynar, L.C., and Spear, R.W.
1983: Evidence from north-west Canada for an early Holocene Milankovitch thermal maximum; Nature, v. 305, p. 126-128.
Roed, M.A.
1975: Cordilleran and Laurentide multiple glaciation, west central Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1493-1515.
Rogers, G.C.
1981: McNaughton Lake seismicity — more evidence for an Anahim hotspot?; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 826-828.
Rose, K.E.
1979: Characteristics of ice flow in Marie Byrd Land, Antarctica (includes Discussion); Journal of Glaciology, v. 24, p. 63-75.
Ross, C.P.
1959: Geology of Glacier National Park and the Flathead region, northwestern Montana; United States Geological Survey, Professional Paper 296, 125 p.
Russell, L.S.
1957: Tertiary plains of Alberta and Saskatchewan; Geological Association of Canada, Proceedings, v. 9, p. 17-19.
Russell, L.S. and Churcher, C.S.
1972: Vertebrate paleontology, Cretaceous to Recent, Interior Plains, Canada; 24th International Geological Congress (Montreal, Quebec), Guidebook, Field Excursion A21, 46 p.*
Rutter, N.W.
1972: Geomorphology and multiple glaciation in the area of Banff, Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 206, 54 p.
1976: Multiple glaciation in the Canadian Rocky Mountains with special emphasis on northeastern British Columbia; in Quaternary Stratigraphy of North America, W.C. Mahaney (ed.); Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pennsylvania, p. 409-440.
1977: Multiple glaciation in the area of Williston Lake, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 273, 31 p.
1980: Late Pleistocene history of the western Canadian ice-free corridor; Canadian Journal of Anthropology, v. 1, no. 1, p. 1-8.
1984: Pleistocene history of the western Canadian ice-free corridor; in Quaternary Stratigraphy of Canada — a Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 49-56.
Rutter, N.W., Boydell, A.N., Savigny, K.W., and van Everdingen, R.O.
1973: Terrain evaluation with respect to pipeline construction, Mackenzie Transportation Corridor, southern part, lat. 60 to 64N; Environmental-Social Program, Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development, Report 73-36, 135 p.
Rutter, N.W., Foscolos, A.E., and Hughes, O.L.
1978: Climatic trends during the Quaternary in central Yukon based upon pedological and geomorphological evidence; in Quaternary Soils, W.C. Mahaney (ed.); Geo Abstracts, Norwich, England, p. 309-359.
Ryder, J.M.
1971: Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1252-1264.
1976: Terrain inventory and Quaternary geology Ashcroft, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 74-49, 17 p.
1981a: Biophysical resources of the East Kootenay area: terrain; British Columbia Ministry of Environment, Assessment and Planning Division, APD Bulletin 7, 152 p.
1981b: Terrain inventory and Quaternary geology, Lytton, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 79-25, 20 p.
1985: Terrain inventory for the Stikine-Iskut area; British Columbia Ministry of Environment, MOE Technical Report 11, 85 p.
1987: Neoglacial history of the Stikine-Iskut area, northern Coast Mountains, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1294-1301.
Ryder, J.M. and Thomson, B.
1986: Neoglaciation in the southern Coast Mountains of British Columbia: chronology prior to the late Neoglacial maximum; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 273-287.
Saunders, I.R., Clague, J.J., and Roberts, M.C.
1987: Deglaciation of Chilliwack River valley, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 915-923.
Schaerer, P.
1962: The avalanche hazard evaluation and prediction at Rogers Pass; National Research Council of Canada, Division of Building Research, DBR Technical Paper 142 (NRC 7051), 49 p.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Schweger, C.E.
1989: Paleocology of the western Canadian ice-free corridor; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Schweger, C.E. and Janssens, J.A.P.
1980: Paleoecology of the Boutellier nonglacial interval, St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada; Arctic and Alpine Research, v. 12, p. 309-317.

Schweger, C.E. and Matthews, J.V., Jr.
1985: Early and Middle Wisconsinan environments of eastern Beringia: stratigraphic and paleoecological implications of the Old Crow tephra; Géographie physique et Quaternaire, v. 39, p. 275-290.

Schweger, C.E., Habgood, T., and Hickman, M.
1981: Late glacial-Holocene climatic changes of Alberta — the record from lake sediment studies; in The Impacts of Climatic Fluctuations on Alberta's Resources and Environment; Canada Department of Environment, Atmospheric Environment Service, western region (Edmonton, Alberta), Report WAES-1-81, p. 47-60.

Scott, J.S.
1976: Geology of Canadian tills; in Glacial Till, an Inter-Disciplinary Study, R.F. Legget (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication 12, p. 50-66.

Silver, E.A. and Smith, R.B.
1983: Comparison of terrane accretion in modern Southeast Asia and the Mesozoic North American Cordillera; Geology, v. 11, p. 198-202.

Smith, H.W., Okazaki, R., and Knowles, C.R.
1977: Electron microprobe analysis of glass shards from tephra assigned to set W, Mount St. Helens, Washington; Quaternary Research, v. 7, p. 207-217.

Souther, J.G.
1970: Volcanism and its relationship to recent crustal movements in the Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 553-568.
1976: Geothermal potential of western Canada; 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources (San Francisco, California), Proceedings, v. 1, p. 259-267.
1977: Volcanism and tectonic environments in the Canadian Cordillera — a second look; in Volcanic Regimes in Canada, W.R.A. Baragar, L.C. Coleman, and J.M. Hall (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 16, p. 3-24.
1986: The western Anahim Belt: root zone of a peralkaline magma system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 895-908.

Souther, J.G. and Stanciu, C.
1975: Operation Saint Elias, Yukon Territory: Tertiary volcanic rocks; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 63-70.

Souther, J.G., Armstrong, R.L., and Harakal, J.
1984: Chronology of the peralkaline, late Cenozoic Mount Edziza Volcanic Complex, northern British Columbia, Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 95, p. 337-349.

Souther, J.G., Clague, J.J., and Mathewes, R.W.
1987: Nazko cone, a Quaternary volcano in the eastern Anahim Belt; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 2477-2486.

Stalker, A.MacS.
1956: The Erratics Train, foothills of Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 37, 28 p.

Stalker, A.MacS. and Harrison, J.E.
1977: Quaternary glaciation of the Waterton-Castle River region of Alberta; Canadian Petroleum Geology, Bulletin, v. 25, p. 882-906.

Stanton, R.B.
1898: The great land-slides on the Canadian Pacific Railway in British Columbia (includes Discussion); Institution of Civil Engineers, Proceedings, v. 132, pt. 2, p. 1-48.

Stethem, C.J. and Schaerer, P.A.
1979: Avalanche accidents in Canada. I. A selection of case histories of accidents, 1955 to 1976; National Research Council of Canada, Division of Building Research, DBR Paper 834 (NRCC 17292), 114 p.
1980: Avalanche accidents in Canada. II. A selection of case histories of accidents, 1943 to 1978; National Research Council of Canada, Division of Building Research, DBR Paper 926 (NRCC 18525), 75 p.

Stewart, C.A.
1913: The extent of the Cordilleran ice-sheet; Journal of Geology, v. 21, p. 427-430.

St-Onge, D.A.
1972: Sequence of glacial lakes in north-central Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 213, 16 p.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Stuiver, M., Deevey, E.S., and Gralenski, L.J.
1960: Yale natural radiocarbon measurements V; Radiocarbon, v. 2, p. 49-61.

Sutherland Brown, A.
1968: Geology of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 54, 226 p.

Swan, D. and Luternauer, J.L.
1978: Mosaic of side scan sonar records, northern Kitimat Arm, B.C.; Geological Survey of Canada, Open File 579.

Tarnocai, C., Smith, S., and Hughes, O.L.
1985: Soil development on Quaternary deposits of various ages in the central Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 229-238.

Terasmae, J. and Hughes, O.L.
1966: Late-Wisconsinan chronology and history of vegetation in the Ogilvie Mountains, Yukon Territory, Canada; Palaeobotanist, v. 15, p. 235-242.

Terrain Analysis and Mapping Services Ltd.
1978: Geology and limnology of Kluane Lake, I. Preliminary assessment; Geological Survey of Canada, Open File 527, 51 p., 5 appendixes.

Terzaghi, K.
1956: Varieties of submarine slope failures; 8th Texas Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Proceedings, 41 p.

Thomson, R.E.
1981: Oceanography of the British Columbia coast; Canada Department of Fisheries and Oceans, Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences 56, 291 p.

Thorson, R.M. and Dixon, E.J., Jr.
1983: Alluvial history of the Porcupine River, Alaska: role of glacial-lake overflow from northwest Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 94, p. 576-589.

Tipper, H.W.
1963: Geology, Taseko Lakes, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 29-1963.
1971a: Glacial geomorphology and Pleistocene history of central British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 196, 89 p.
1971b: Multiple glaciation in central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 743-752.

Tipper, H.W., Woodsworth, G.J., and Gabrielse, H. (co-ordinators)
1981: Tectonic assemblage map of the Canadian Cordillera and adjacent parts of the United States of America; Geological Survey of Canada, Map 1505A.

Tyrrell, J.B.
1901: Yukon district; Geological Survey of Canada, Annual Report, new ser., v. 11 (1898), p. 36A-46A.
1919: Was there a «Cordilleran glacier» in British Columbia?; Journal of Geology, v. 27, p. 55-60.

Van Wormer, J.D., Davies, J., and Gedney, L.
1974: Seismicity and plate tectonics in south central Alaska; Seismological Society of America, Bulletin, v. 64, p. 1467-1475.

VanDine, D.F.
1980: Engineering geology and geotechnical study of Drynoch landslide, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 79-31, 34 p.
1985: Debris flows and debris torrents in the southern Canadian Cordillera; Canadian Geotechnical Journal, v. 22, p. 44-68.

Vanícek, P. and Nagy, D.
1980: Report on the compilation of the map of vertical crustal movements in Canada; Canada Department of Energy, Mines and Resources, Earth Physics Branch, Open File 80-2, 59 p.
1981: On the compilation of the map of contemporary vertical crustal movements in Canada; Tectonophysics, v. 71, p. 75-86.

Varnes, D.J.
1978: Slope movement types and processes; in Landslides, Analysis and Control, R.L. Schuster and R.J. Krizek (ed.); National Research Council, Transportation Research Board, Special Report 176, p. 11-33.

Vernon, P. and Hughes, O.L.
1966: Surficial geology, Dawson, Larsen Creek, and Nash Creek map-areas, Yukon Territory (116B and 116C E1/2, 116A and 106D); Geological Survey of Canada, Bulletin 136, 25 p.

Vincent, J-S.
1989: Quaternary geology of the northern Interior Plains of Canada; in Chapter 2 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Wainman, N. and Mathewes, R.W.
1987: Forest history of the last 12 000 years based on plant macrofossil analysis of sediment from Marion Lake, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Botany, v. 65, p. 2179-2187.

Waitt, R.B., Jr. and Thorson, R.M.
1983: The Cordilleran ice sheet in Washington, Idaho, and Montana; in Late-Quaternary Environments of the United States, Volume 1, the Late Pleistocene, S.C. Porter (ed.); University of Minnesota Press, Minneapolis, Minnesota, p. 53-70.

Walker, I.R. and Mathewes, R.W.
1987: Chironomidae (Diptera) and postglacial climate at Marion Lake, British Columbia, Canada; Quaternary Research, v. 27, p. 89-102.

Walton, A., Trautman, M.A., and Friend, J.P.
1961: Isotopes, Inc. radiocarbon measurements I; Radiocarbon, v. 3, p. 47-59.

Warner, B.G.
1984: Late Quaternary paleoecology of eastern Graham Island, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada; unpublished PhD thesis, Simon Fraser University, Burnaby, British Columbia, 190 p.

Warner, B.G., Clague, J.J., and Mathewes, R.W.
1984: Geology and paleoecology of a mid-Wisconsin peat from the Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada; Quaternary Research, v. 21, p. 337-350.

Warner, B.G., Mathewes, R.W., and Clague, J.J.
1982: Ice-free conditions on the Queen Charlotte Islands, British Columbia, at the height of late Wisconsin glaciation; Science, v. 218, p. 675-677.

Westgate, J.A.
1977: Identification and significance of late Holocene tephra from Otter Creek, southern British Columbia, and localities in west-central Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2593-2600.
1982: Discovery of a large-magnitude, late Pleistocene volcanic eruption in Alaska; Science, v. 218, p. 789-790.

Westgate, J.A. and Dreimanis, A.
1967: Volcanic ash layers of Recent age at Banff National Park, Alberta, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 155-162.

Westgate, J.A. and Fulton, R.J.
1975: Tephrostratigraphy of Olympia Interglacial sediments in south-central British Columbia, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 489-502.

Westgate, J.A., Fritz, P., Matthews, J.V., Jr., Kalas, L., Delorme, L.D., Green, R., and Aario, R.
1972: Geochronology and palaeoecology of mid-Wisconsin sediments in west-central Alberta, Canada (abstract); 24th International Geological Congress (Montreal, Quebec), Abstracts, p. 380.

Westgate, J.A., Hamilton, T.D., and Gorton, M.P.
1983: Old Crow tephra: a new late Pleistocene stratigraphic marker across north-central Alaska and western Yukon Territory; Quaternary Research, v. 19, p. 38-54.

Westgate, J.A., Smith, D.G.W., and Tomlinson, M.
1970: Late Quaternary tephra layers in southwestern Canada; in Early Man and Environments in Northwest North America, R.A. Smith and J.W. Smith (ed.); University of Calgary, Archaeological Association, Calgary, Alberta, p. 13-33.

Westgate, J.A., Walter, R.C., Pearce, G.W., and Gorton, M.P.
1985: Distribution, stratigraphy, petrochemistry, and palaeomagnetism of the late Pleistocene Old Crow tephra in Alaska and the Yukon; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 893-906.

Wheeler, A.O.
1931: Glacial change in the Canadian Cordillera, the 1931 expedition; Canadian Alpine Journal, v. 20, p. 120-137.

White, J.M. and Mathewes, R.W.
1982: Holocene vegetation and climatic change in the Peace River district, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 555-570.
1986: Postglacial vegetation and climatic change in the upper Peace River district, Alberta; Canadian Journal of Botany, v. 64, p. 2305-2318.

Wigen, S.O. and White, W.R.
1964: Tsunami of March 27-29, 1964, west coast of Canada; Canada Department of Mines and Technical Surveys, Ottawa, Ontario, 6 p.

Willis, B.
1898: Drift phenomena of Puget Sound; Geological Society of America, Bulletin, v. 9, p. 111-162.

Wilson, J.T., Falconer, G., Mathews, W.H., and Prest, V.K. (compilers)
1958: Glacial map of Canada; Geological Association of Canada, Toronto, Ontario. (Épuisé).

Wilson, M.
1974: Fossil bison and artifacts from the Mona Lisa Site, Calgary, Alberta. Part I: stratigraphy and artifacts; Plains Anthropologist, v. 19, p. 34-45.
1981: Once upon a river: archaeology and geology of the Bow River valley at Calgary, Alberta, Canada; unpublished PhD thesis, University of Calgary, Calgary, Alberta, 464 p.

Wilson, M. and Churcher, C.S.
1978: Late Pleistocene Camelops from the Gallelli Pit, Calgary, Alberta: morphology and geologic setting; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 729-740.

Wintle, A.G. and Westgate, J.A.
1986: Thermoluminescence age of Old Crow tephra in Alaska; Geology, v.14, p. 594-597.

Yamaguchi, D.K.
1983: New tree-ring dates for recent eruptions of Mount St. Helens; Quaternary Research, v. 20, p. 246-250.

Yorath, C.J. and Hyndman, R.D.
1983: Subsidence and thermal history of Queen Charlotte Basin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 135-159.

Young, I.
1981: Structure of the western margin of the Queen Charlotte Basin, British Columbia; unpublished MSc thesis, University of British Columbia, Vancouver, British Columbia 380 p.

Adresse des auteurs

J.J. Clague
Geological Survey of Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

W.H. Mathews
Department of Geological Sciences
University of British Columbia
Vancouver, British Columbia
V6T 1W5

J.M. Ryder
Department of Geography
University of British Columbia
Vancouver, British Columbia
V6T 1W5

O.L. Hughes
Geological Survey of Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

N.W. Rutter
Department of Geology
University of Alberta
Edmonton, Alberta
T6G 2E3

L.E. Jackson, Jr.
Geological Survey of Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

J.M. Matthews, Jr.
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario)
K1A 0E8

G.M. MacDonald
Department of Geography
McMaster University
Hamilton, Ontario
L8S 4K1

Imprimé au Canada

Chapitre 2

LE QUATERNAIRE DES PLAINES INTÉRIEURES DU CANADA

Sommaire

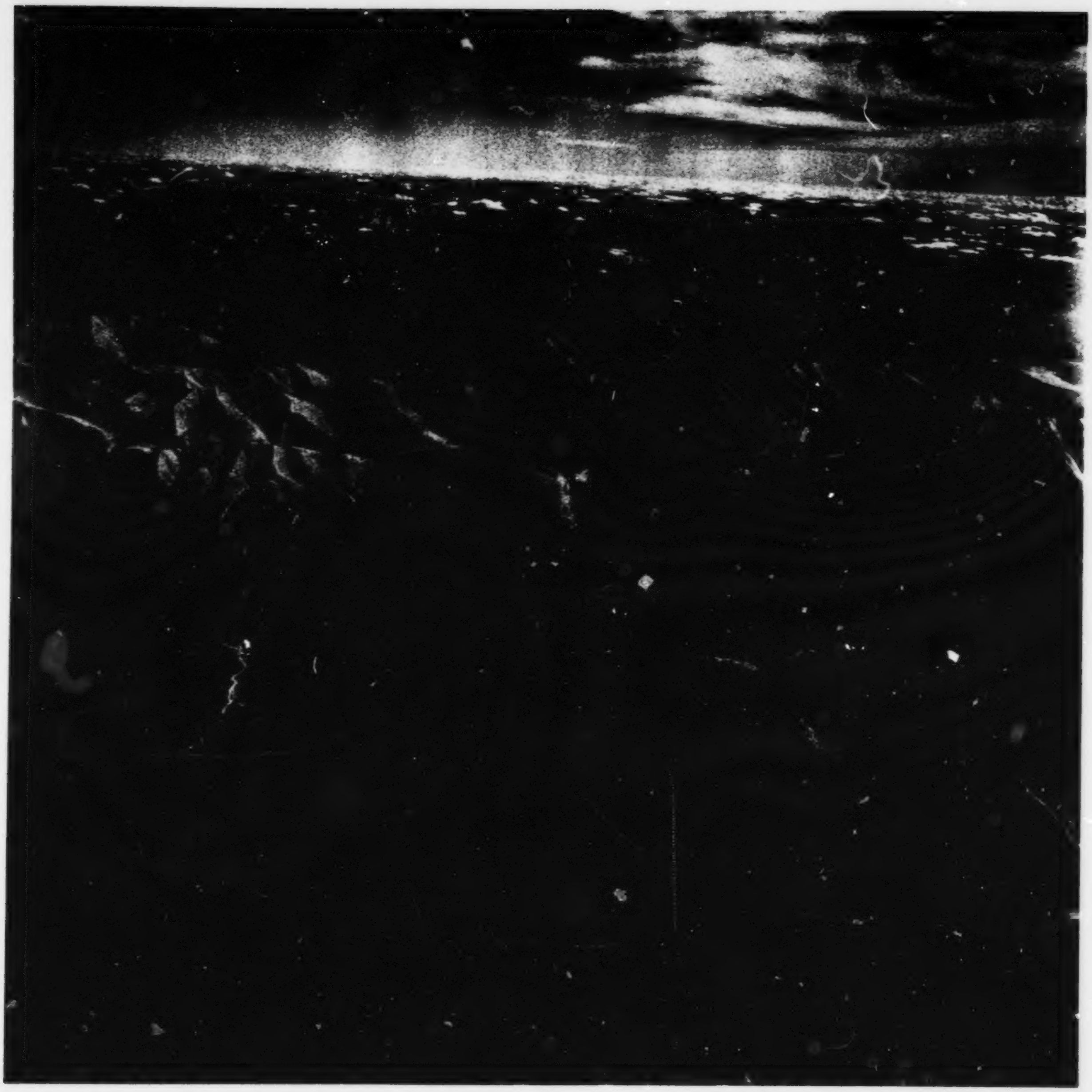
Introduction — *J-S. Vincent et R.W. Klassen*

Le Quaternaire des Plaines intérieures septentrionales du Canada — *J-S. Vincent*

Le Quaternaire des Plaines intérieures méridionales du Canada — *R.W. Klassen*

Remerciements

Bibliographie



Limite de la Glaciation de Hungry Creek (Wisconsinien supérieur) sur le flanc nord du chaînon Knorr, dans les monts Wernecke. Plusieurs glaciations ont leurs limites d'extension maximale dans les Plaines canadiennes; toutefois, ces limites ne sont généralement pas aussi nettes que dans cette région. Ici, entre des versants colluvionnés (au sud) et une moraine bosselée déposée à la marge sud d'un petit lobe glaciaire laurentidien, s'interposent des chenaux juxtaglaciaires et des dépôts fluvioglaciaires.

Chapitre 2

LE QUATERNAIRE DES PLAINES INTÉRIEURES DU CANADA

Compilé par
R.J. Fulton

SOMMAIRE

Les Plaines intérieures du Canada forment une région peu accidentée qui s'étend entre le Bouclier canadien et la Cordillère occidentale. Elles reposent sur des roches sédimentaires horizontales constituées presque partout de shales, de siltstones et de grès mal ou non consolidés. L'épaisseur et la nature des dépôts glaciaires sont en partie contrôlées par la nature du substratum rocheux, de même que l'ont été les types de processus glaciaires au Quaternaire. La topographie du substratum exerce une influence marquée sur la physiographie régionale, mais la morphologie locale résulte en grande partie des glaciations du Quaternaire.

Cette région renferme les plus anciens dépôts quaternaires connus au Canada; à un endroit dans le sud et à plusieurs autres dans le nord, les dépôts remontent apparemment au début du Quaternaire. La stratigraphie rend compte d'au moins trois glaciations complètes au nord, et de quatre au sud.

Au nord, la Glaciation de Banks, antérieure à la Zone de polarité normale de Brunhes (antérieure à 790 ka), fut la plus vaste de ces glaciations. Elle fut suivie d'une seconde glaciation au Pléistocène moyen (Glaciation de Thomsen) et d'une troisième au Pléistocène supérieur (Glaciation d'Amundsen). Chacune de ces glaciations a eu une extension moindre que la précédente. Des dépôts non glaciaires datant présumément du Plio-Pléistocène ont été découverts sous le till le plus ancien, et des dépôts interglaciaires séparent les dépôts des trois glaciations; les trois séquences non glaciaires contiennent des fossiles qui indiquent un climat plus chaud que le climat actuel.

Au sud, on trouve des traces d'une activité glaciaire antérieure à la mise en place de sédiments portant un enregistrement paléomagnétique qui correspond présumément à la Sous-zone de polarité normale d'Olduvai (entre 1,7 et 1,67 Ma) de la Zone de polarité inverse de Matuyama. Il semble que d'autres événements glaciaires ont précédé le dépôt des Cendres du Pearlette, de type O, entre 700 et 600 ka, mais l'âge et l'extension des unités glaciaires associées sont inconnus. La glaciation la plus importante, responsable de la mise en place du Till de Labuma, remonte au Pléistocène moyen. Elle fut suivie par deux autres avancées glaciaires au Pléistocène moyen et par plusieurs autres avancées au Pléistocène supérieur. Les sédiments non glaciaires des Plaines intérieures méridionales renferment une grande variété de vertébrés fossiles qui permettent d'établir les âges absolus et relatifs des dépôts et fournissent des données pertinentes sur les paléo-environnements.

La chronologie de la glaciation du Pléistocène supérieur dans le nord et le sud des Plaines intérieures est controversée. Des séquences d'événements similaires ont été proposées pour les deux régions; certains chercheurs avancent l'hypothèse d'une glaciation majeure au début du Wisconsinien et d'une glaciation plus réduite à une époque ultérieure, tandis que d'autres proposent l'inverse. Dans les deux cas, ils appuient leur thèse sur des datations au ^{14}C et des témoins stratigraphiques et géomorphologiques provenant généralement de différents secteurs des régions considérées. Dans l'ensemble, les auteurs du présent ouvrage favorisent la thèse d'une glaciation majeure au début du Wisconsinien et d'une glaciation plus réduite au Wisconsinien supérieur, mais la thèse inverse trouve de plus en plus d'appui.

INTRODUCTION

J-S. Vincent et R.W. Klassen

Les Plaines intérieures du Canada englobent la région comprise entre le Bouclier canadien et la Cordillère de l'ouest, ainsi que la partie de l'ouest de l'archipel arctique (fig. 2-1). Sur de vastes étendues, le substratum est constitué de roches sédimentaires horizontales qui sont en bonne partie mal consolidées, voire non consolidées. Dans cette région dépourvue de centres de dispersion glaciaire, la sédimentation glaciaire l'a généralement emporté sur l'érosion glaciaire, ce qui a produit d'épaisses séquences de dépôts quaternaires.

La région des Plaines intérieures occupe la bordure occidentale du Secteur de Keewatin de l'Inlandsis laurentidien (voir Dyke et al., 1989). Elle renferme les limites d'avancée de nombreux glaciers quaternaires, associés aussi bien aux glaces laurentidiennes qu'aux glaces de la Cordillère. De toute évidence, la dynamique glaciaire dans les Plaines a différé sensiblement de celle dans le Bouclier canadien, sans doute à cause de la composition différente

Fulton, R.J. (compilateur)
1989: Le Quaternaire des Plaines intérieures du Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 2, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Vincent, J-S. et Klassen, R.W.
1989: Introduction. (Le Quaternaire des Plaines intérieures du Canada). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 2, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

du lit sous-glaciaire. Nous savons (Fisher et al., 1985) que dans les Plaines intérieures, les lits sous-glaciaires étaient déformants; en outre, les glaciers étaient très mobiles, et leur surface peu inclinée. Certaines formes de relief, telles les moraines bosselées et les écailles glacitectoniques constituées de roches du substratum ou de matériaux quaternaires, y sont mieux développées que partout ailleurs au Canada.

Aux fins de la présente étude, les Plaines intérieures sont divisées en deux parties: la partie nord, qui comprend l'ouest de l'archipel arctique et la partie des Plaines qui est située au nord du 60e parallèle (Plaines intérieures septentrionales), et la partie sud, soit la région qui est située au sud du 60e parallèle et qui comprend les Plaines intérieures du Manitoba, de la Saskatchewan, de l'Alberta et du nord-est de la Colombie-Britannique (Plaines intérieures méridionales). Les dépôts quaternaires des Plaines intérieures méridionales ont fait l'objet de plusieurs études plus ou moins détaillées; les formations en surface de la vallée du Mackenzie et des îles Banks et Victoria ont été inventoriées; toutefois, le Quaternaire de la région forestière boréale du nord de l'Alberta est pratiquement inconnu. Une zone que l'on pourrait qualifier de « terra incognita » sépare donc les deux régions étudiées dans le présent chapitre. En raison des contraintes d'espace, les auteurs ne sont pas toujours en mesure de donner tous les détails et toutes les preuves à l'appui de leurs thèses, ni de discuter adéquatement des thèses adverses. En outre, ils doivent se limiter à certains aspects du Quaternaire, de sorte que de nombreux sujets sont à peine effleurés. En général, l'accent a été mis sur les éléments les plus représentatifs, les plus caractéristiques ou les plus manifestes de la région, ou encore essentiels à une meilleure compréhension du Quaternaire. Plusieurs des aspects qui sont bien manifestes dans d'autres parties du pays ou qui ont été décrits en détail dans d'autres chapitres sont laissés de côté ou simplement signalés au passage. Les auteurs se sont intéressés particulièrement à la stratigraphie, à la chronologie, aux dépôts glaciaires les plus anciens dont les occurrences connues au Canada sont limitées en grande partie à cette région, aux vertébrés fossiles, au développement du réseau hydrographique, aux formes de relief façonnées dans un substratum déformable par des glaces remontant la pente régionale, et aux relations entre les glaciers alpins (glaces cordillériennes) et continentaux (glaces laurentidiennes).

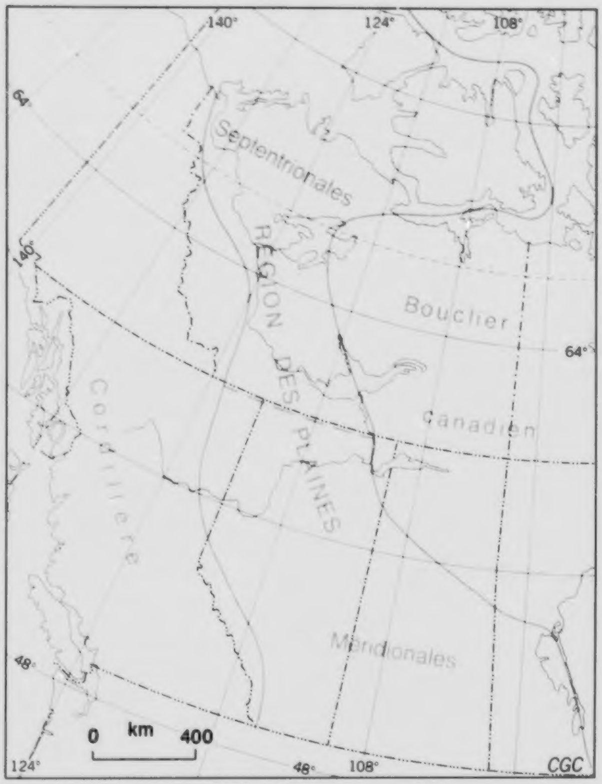


Figure 2.1. Carte de la région.

LE QUATERNAIRE DES PLAINES INTÉRIEURES SEPTENTRIONALES DU CANADA

J-S. Vincent

Les Plaines intérieures septentrionales du Canada couvrent un vaste territoire sur le continent et englobent aussi les îles Banks et Victoria (fig. 2-2a). La région s'étend au nord du 60e parallèle, à l'ouest du Bouclier canadien, et à l'est de la limite occidentale des glaces continentales (fig. 2-2b).

Vincent, J-S.
1989: Le Quaternaire des Plaines intérieures septentrionales du Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 2, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Des glaciers continentaux, qui ont probablement pris naissance à l'ouest de la baie d'Hudson, ont recouvert les Plaines intérieures septentrionales à plusieurs reprises durant le Quaternaire. Des formes de relief et sédiments en surface d'âges différents ainsi que des dépôts glaciaires, marins et terrestres présents dans de nombreuses coupes constituent collectivement une source exceptionnelle de données sur les diverses avancées glaciaires et les divers intervalles non glaciaires.

Craig et Fyles (1960, 1965), Bird (1967), Prest (1970) et Prest et al. (1968) ont été les premiers à faire une synthèse des dépôts et de l'histoire du Quaternaire de la région. Ils ont principalement résumé les travaux de terrain effectués par Craig (1960, 1965) et Mackay (1958, 1963) dans le district de Mackenzie, et par Fyles (1962, 1963) dans les îles Banks et Victoria. La carte 1704A du présent volume montre les régions couvertes par les cartes des formations en surface ou du Quaternaire. Presque tous les travaux ont été effectués depuis le début des années 70 dans le cadre de programmes de prospection gazière et pétrolière. Les principales synthèses régionales récentes comprennent celles de Catto (1986b), de Hughes (1972, 1987), de Hughes et al. (1981) et de Rampton (1988) pour le district de Mackenzie, celle de Rampton (1982) pour la plaine côtière du Yukon, et celle de Vincent (1983) pour l'île Banks. Le tableau 2-1 présente les corrélations proposées pour les divers dépôts et événements du nord-ouest de l'Amérique du Nord.

CADRE PHYSIQUE

Géologie du substratum rocheux

Les principales provinces géologiques des Plaines intérieures septentrionales sont présentées à la figure 2-3. Les régions de plate-forme reposent généralement sur des roches sédimentaires variant d'horizontales à peu inclinées (carbonates, shales et grès) d'âge paléozoïque à mésozoïque. Dans le soulèvement de Minto, le substratum est constitué de carbonates, de shales, de siltstones et de grès du Protérozoïque sur le continent, et de carbonates, de shales, de grès et de diabases dans les îles Banks et Victoria.

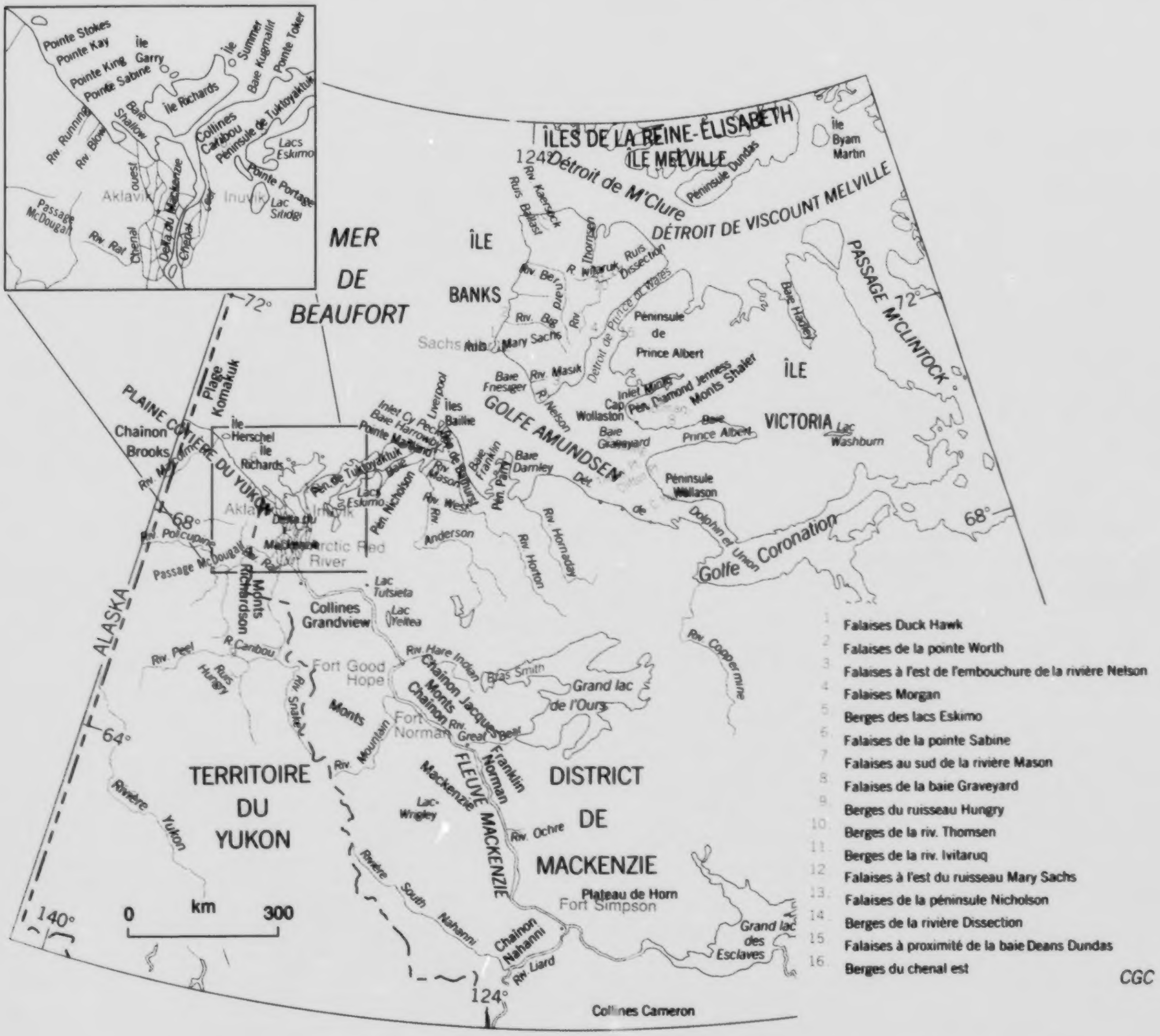


Figure 2.2a. Carte de localisation des Plaines intérieures septentrionales. Les numéros marquent l'emplacement des coupes présentées dans le texte.

Tableau 2-1. Corrélation des dépôts et événements quaternaires dans les régions adjacentes à la mer de Beaufort[1] (compilée par J-S. Vincent à partir de données fournies par les chercheurs indiqués).

Chronostratigraphie générale (âge en ka)			Étage isotopique marin	Inlandsis de la Cordillère du Yukon (O.L. Hughes)	Bassins du Yukon (O.L. Hughes, J.V. Matthews, Jr., N.W. Rutter et C. Schweger)	Chaînon Brookes et bassins au sud (T.D. Hamilton)
PLEISTOCENE SUPERIEUR	ÉTAGE WISCONSINIEN	SUPÉRIEUR	2	GLACIATION DE McCONNELL = GLACIATION DE MACAULEY	Glaciolacustre supérieur (12-30 ka - ^{14}C) Fluctuation interstadiaire? Intervalle de Hanging Lake (vers 18-20 ka ^{14}C)	GLACIATION DE WALKER LAKE (13-24 ka - ^{14}C)
		23 — MOYEN	3	INTERSTADE DE THOM CREEK (28 ka - ^{14}C) INTERVALLE NON GLACIAIRE DE BOUTELLIER (29, >37 ka - ^{14}C)	Alternance d'intervalles chauds et froids de l'étage 5d à l'étage 3, inclusivement	Paleosol non denomme (24-34 ka - ^{14}C)
		64 — INFERIEUR	5d-4	Tephra de Sheep Creek (>42 ka - ^{14}C, 73, 78 ka - Th/U)		GLACIATION D'ITKILLIK (avancée de Chebanika) Lits forestiers (>55 ka - ^{14}C) Téphra d'Old Crow? GLACIATION D'ITKILLIK (avancee maximale)
	115 — ÉTAGE SANGAMONIEN		5e		Interglaciaire de Koy-Yukon	Gravier de Betles
128 — PLÉISTOCÈNE MOYEN 730				Tephra d'Old Crow GLACIATION DE MIRROR CREEK = GLACIATION DE REID	Tephra d'Old Crow Alluvions interlacustres avec paléosols multiples	Téphra d'Old Crow? GLACIATION DE SAGAVANIRKTOK RIVER Interglaciaire prolonge
PLÉISTOCÈNE INFÉRIEUR				GLACIATION DE KLAZA Tephra de Fort Selkirk (0,94 Ma-Tf et 1,08 Ma-KAr) GLACIATION DE NANSEN graviers de Klondike lits de Flat Creek graviers de White Channel	Téphra de Little Timber (>1,2 Ma-Tf) Unité lacustre inférieure (dans le bassin d'Old Crow) Sables contenant des structures de pergélisol (dans le bassin de Bluefish)	GLACIATION D'ANAKTUVUK RIVER Hautes terrasses
TERTIAIRE SUPÉRIEUR					Paléosol avec type éteint de *Larix minuta*, *Picea* et *Pinus*?	Erattiques du mont Gunsight

1 a) Ce tableau est une mise à jour de celui publié dans Heginbottom et Vincent (1986) par les participants à l'atelier canado-américain sur la corrélation des dépôts et événements quaternaires du pourtour de la mer de Beaufort.

b) Les noms en majuscules ont été publiés, dans les colonnes de l'Alaska, ce sont des noms formels publiés et/ou approuvés par la USGS Geologic Names Committee.

c) Les noms en minuscules sont des noms informels; dans les colonnes de l'Alaska, les noms formels n'ont pas encore été publiés et n'ont pas reçu l'approbation du USGS Geologic Names Committee.

d) Il faut souligner que ce tableau de corrélation n'est qu'un document de travail. Le lecteur constatera le manque d'uniformité dans la nature des unités examinées. On y trouve très peu de

Plaine côtière arctique de l'Alaska (J.K. Brigham-Grette, L.D. Carter, D.A. Dinter, D.M. Hopkins, S.E. Rawlinson, et P.A. Smith)	Plaine côtière du Yukon, delta et vallée du Mackenzie (N. Catto, O.L. Hughes, V.N. Rampton et J-S. Vincent)	Région au large du delta du Mackenzie (P.R. Hill et S.M. Blasco)	Îles arctiques occidentales (J-S. Vincent)
Épandage fluvioglaciaire et alluvions de la rivière Put (9-15 ka - ^{14}C), sédiments marins de l'UNITÉ A sur la plate-forme moyenne et externe (9-15 ka - ^{14}C) Complexe dunaire d'Ikpikpuk Gravier de Canning	STADE DE SITIDGI = phase de Tutsieta Lake (13 ka - ^{14}C) (comprend F. D'AKLAVIK, MEMBRE DE PARSONS LAKE, MEMBRE D'ESKIMO LAKES, SABLES DE PORTAGE POINT, MEMBRE DE SITIDGI) GLACIATION DE HUNGRY CREEK (16-25 ka - ^{14}C)	Baisse ou stabilisation du niveau marin - progradation du delta du Mackenzie, à l'ouest, et construction d'une plaine d'épandage fluvioglaciaire, à l'est (8,8 à 21,6 ka - ^{14}C) Remontée du niveau marin à partir du minimum du Wisconsinien moyen ou inférieur (?), progradation de deltas à l'ouest (21,6 à 27,4 ka - ^{14}C)	GLACIATION D'AMUNDSEN (STADE DE RUSSELL) = F. DE PRINCE OF WALES (comprend les SÉDIMENTS DE LA MER DE SCHUYTER POINT - 12,6 à 9 ka - ^{14}C, et les SÉDIMENTS DE PASSAGE POINT)
Paléosols dans les alluvions et les dépôts fluvioglaciaires de la rivière Put (24 et 43 ka - ^{14}C); sable d'Ugnuravik; UNITÉ B d'origine marine sur la plate-forme moyenne et externe	Lits non glaciaires (33,8 et 36,9 ka - ^{14}C)	Plaine d'épandage fluvioglaciaire à l'est, au large de la péninsule de Tuktoyaktuk	Interstade non dénommé (>41 et >49 ka - ^{14}C et 71,8 ka - Th/U)
TRANSGRESSION SIMPSONIENNE = MEMBRE DE FLAXMAN de la F. DE GUBIK (75 ka - Tl) = Unité de Cross Island sur la plate-forme interne? = deltas de la plate-forme moyenne = sédiments marins de l'UNITÉ C (?)	STADE DE TOKER POINT = Glaciation de Buckland[2] = Stade de Franklin Bay = glaciation de Deception (>35 et >39 ka - ^{14}C) (comprend les Sables de Cape Dalhousie, les membres de Garry Island, de Turnabout et de Toker Point, les dépôts fluvioglaciaires de North Star, le Till de Malloch) Glace de sol déformée Membre gris de Sabine?		GLACIATION D'AMUNDSEN (STADE DE M'CLURE) = F. DE PRINCE OF WALES (comprend les SÉDIMENTS DE LA MER DE MEEK POINT et les SÉDIMENTS DE LA MER D'EAST COAST - 46 ka - Th/U et 24,7 ka - ^{14}C, les tills de CARPENTER, de BAR HARBOUR, de MERCY, de SACHS et de JESSE et les SÉDIMENTS DE LA MER PRÉ-AMUNDSEN - 92,4 ka - Th/U et >37 ka - ^{14}C
TRANSGRESSION PÉLUKIENNE (125 ka - Tl) = Membre de Walakpa F. DE GUBIK = UNITÉ DE McGUIRE ISLAND sur la plate-forme interne = sédiments marins de l'UNITÉ E = gravier d'Ugnuravik	INTERGLACIAIRE DE LIVERPOOL BAY (comprend les Sédiments de la Mer de Maitland) = FORMATION D'IKPISUGYUK (>36, >38 et >39 ka - ^{14}C) Membre oxydé de Sabine? Dépôts fluviatiles de Peel?		INTERGLACIAIRE DE CAPE COLLINSON = F. DE CAPE COLLINSON (>61 ka - ^{14}C et 69,9 ka - Th/U)
TRANSGRESSION WAINWRIGHTIENNE (210 ka - Tl) = Membre de Karmuk de la F. DE GUBIK (500 ka - Aa) = TRANSGRESSION KOTZEBUANIENNE = UNITÉ DE LEFFINGWELL LAGOON sur la plate-forme interne (?) = sédiments marins de l'UNITÉ I (?)	GLACIATION DE MASON RIVER (comprend les Sédiments de la Mer de Harrowby) Sédiments de Stanton (comprend les membres du sable supérieur, des sédiments finement stratifiés, du complexe inférieur et de l'argile basale (= Sédiments de la Mer de Horton, Argile de Baillie?) = F. DE KITTIGAZUIT, FORMATION DE KIDLUIT, argile de Hooper, graviers de Peel, sédiments de Kendall		GLACIATION DE THOMSEN = F. DE NELSON RIVER (comprend les SÉDIMENTS DE LA MER BIG, 104,6 ka - Th/U et >30 ka - ^{14}C; les tills de KELLET, de BAKER et de KANGE; et les SÉDIMENTS DE LA MER PRÉ-THOMSEN) INTERGLACIAIRE DE MORGAN BLUFFS = F. DE MORGAN BLUFFS (>200 ka - Th/U) La limite Brunhes/Matuyama se trouve au sein de l'unité
TRANSGRESSION FISHCREEKIENNE = Membre de Tuapaktushak de la F. DE GUBIK (-?) TRANSGRESSION BIGBENDIENNE = Membre de Killi Creek de la F. DE GUBIK (+) (1,7-2,2 Ma - Aa, mammifères) = TRANSGRESSION ANVILIENNE = ÉVÉNEMENT GÉOMAGNÉTIQUE D'OLDUVAI?			GLACIATION DE BANKS = F. DE DUCK HAWK BLUFFS (comprend les SÉDIMENTS DE LA MER POST-BANKS; les tills de BERNARD, de PLATEAU et de DURHAM HEIGHTS, et les SÉDIMENTS DE LA MER PRÉ-BANKS - aimantation inverse dans les falaises de Duck Hawk) Erratiques anciens
TRANSGRESSION COLVILLIENNE (<3,5 Ma - mollusques du Pacifique) = TRANSGRESSION BÉRINGIENNE ? = Membre de Nulavik de la F. DE GUBIK Erratiques dans le gravier de Kuparuk F. DE NUWOK = Argile de Papigak			FORMATION DE WORTH POINT (préglaciaire) Pliocène supérieur? FORMATION DE BEAUFORT - Miocène à Pliocène

noms d'unités lithologiques formellement définies. Les unités climato-géologiques (glaciations, interglaciaires, stades et interstades) sont utilisés, même si ce type d'unités a été abandonné par la North American Commission on Stratigraphic Nomenclature et qu'elles sont maintenant considérées comme étant des unités informelles.

2 D'après Hughes, la Glaciation de Buckland est corrélative de la Glaciation de Hungry Creek

Aa	âge estimé par la méthode des acides aminés	Tf	âge estimé par la méthode des traces de fission
Th/U	âge estimé par la méthode de l'uranium-thorium	(+)	aimantation normale
^{14}C	âge estimé par la méthode du radiocarbone	Tl	âge estimé par la méthode de la thermoluminescence
KAr	âge estimé par la méthode du potassium-argon	(-)	aimantation inverse

Dans la région du delta du Mackenzie et dans le centre et l'ouest de l'île Banks, des silts, des sables et des graviers d'origine terrestre et marine, peu ou non consolidés, datant du Cénozoïque, sont présents. Dans la Plaine côtière de l'Arctique, les sables et les graviers alluviaux fossilifères de la Formation de Beaufort sont du Miocène (Hills et al., 1974).

Relief et réseau hydrographique

La topographie régionale est représentée à la figure 2-2b. En général, la région est caractérisée par une surface basse et plane. Sur le continent, le terrain s'élève à l'est du Mackenzie en direction du Bouclier canadien et de hauteurs, telles les collines Cameron, le plateau de Horn et les monts Franklin; les hautes terres de Brock au sud des collines Melville dominent le paysage. A l'ouest du Mackenzie, l'altitude du territoire s'élève rapidement jusqu'aux monts Mackenzie et Richardson. La vallée du Mackenzie, entre les monts Franklin et Mackenzie, est un élément marquant du paysage. À une certaine époque, avant la dernière avancée glaciaire, le cours du fleuve Mackenzie traversait les monts Franklin, en empruntant une profonde tranchée creusée dans le substratum et occupée par l'actuelle rivière Hare Indian, entre les chaînons Jacques et Norman (Mackay et Mathews, 1973). La physiographie montre clairement la façon dont les glaces qui provenaient du Keewatin et descendaient la pente régionale vers l'ouest ont dévié vers le nord en atteignant le bassin du Mackenzie et la barrière montagneuse à l'ouest. Presque toute la partie continentale des Plaines intérieures septentrionales est drainée par le fleuve Mackenzie et ses tribu-

Figure 2.2b. Zones de végétation, limites du pergélisol et sites connus de faunes vertébrées fossiles d'âge pléistocène (voir le tableau 2-8)

taires; au nord-est cependant, les rivières Anderson, Horton et Hornaday drainent les régions sises au nord du Grand lac de l'Ours. Le delta du Mackenzie, long de quelque 200 km et large de 65 km, est l'un des plus vastes au monde. En surface, il est formé d'un réseau complexe de lacs thermokarstiques et de chenaux anastomosés très mobiles.

À l'île Victoria, le terrain plat est interrompu au nord-ouest par les monts Shaler, très disséqués, et à l'île Banks, par les hautes terres au sud et le plateau dévonien au nord-est. De très hautes falaises bordent la côte à l'intersection de ces terrains élevés. Les passages interinsulaires (golfe d'Amundsen, détroit de Dolphin and Union, détroit de Prince of Wales, détroit de Viscount Melville et détroit de M'Clure) sont les principaux éléments du relief qui ont contrôlé l'écoulement des glaces. Leur origine et leur âge ont donné lieu à de nombreuses discussions. Selon Carsola (1954), le surcreusement glaciaire serait à l'origine du golfe d'Amundsen. Fortier et Morley (1956) et Pelletier (1966) ont suggéré que les passages interinsulaires étaient les vestiges d'un réseau hydrographique tertiaire qui a été subséquemment submergé. Par ailleurs, Kerr (1980) a montré que la formation du détroit de M'Clure et du détroit de Prince of Wales était le résultat de la taphrogenèse du Miocène. La taphrogenèse est postérieure à la mise en place de la Formation de Beaufort, car les mesures des paléocourants révèlent que les cours d'eau de la plaine côtière de l'Arctique s'écoulaient vers l'ouest, traversant les régions actuellement sillonnées par les détroits (L.V. Hills, Université de Calgary, communication personnelle, 1984). La taphrogenèse est antérieure au Pléistocène inférieur, car des dépôts associés à une transgression marine datant de cette période sont présents le long du détroit de Prince of Wales, dans l'île Banks. S'il ne fait aucun doute que la taphrogenèse a joué un rôle primordial dans la formation des passages interinsulaires, il demeure que les cours d'eau y ont probablement contribué et que les glaciers ont certainement contribué à les élargir. À la fin du Tertiaire, la physiographie générale de la région était probablement comparable à sa physiographie actuelle.

Climat, pergélisol et végétation

Les Plaines intérieures septentrionales sont caractérisées par un climat continental polaire. Les hivers sont longs et froids, les étés courts, et les précipitations faibles. Le tableau 2-2 montre comment les températures et les précipitations diminuent du sud au nord. Les températures d'hiver varient peu à l'intérieur de la région, mais les étés sont beaucoup plus frais dans le nord.

Tableau 2-2. Température et précipitations à cinq stations choisies dans le nord-ouest du Canada. (1951-1980).

Station	annuelle	janvier	juillet	Précipitations annuelles moyennes (mm)
	Température quotidienne moyenne (°C)			
Sachs Harbour (71°59'N, 125°17'W)	-14,1	30,4	5,9	114,1
Holman (70°44'N, 117°47'W)	-12,4	29,2	7,4	177,7
Inuvik (68°18'N, 133°29'W)	-9,8	-29,6	13,6	266,1
Fort Norman (64°53'N, 125°34'W)	-6,3	-28,6	16,0	324,9
Fort Simpson (61°52'N, 121°21'W)	-4,2	-28,2	16,6	355,1

Source : Service de l'environnement atmosphérique, 1982

Presque toute la région est pergélisolée. Les limites méridionales du pergélisol continu et du pergélisol discontinu sont indiquées à la figure 2-2b. L'épaisseur du pergélisol est généralement inférieure à 150 m au sud du delta du Mackenzie, mais elle atteint plus de 600 m dans le nord des îles Richards et sur la péninsule Tuktoyaktuk (Judge, 1986). Sur la plate-forme continentale de la mer de Beaufort, le pergélisol atteint une épaisseur de 780 m (Weaver et Stewart, 1982). Les profondeurs maximales ont été mesurées dans l'ouest de l'île Banks (jusqu'à 1 000 m - A.S. Judge, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1984), sans doute parce que depuis le Pléistocène inférieur, la croissance verticale du pergélisol n'a été inhibée ni par une couverture glaciaire ni par une submersion marine. De grandes accumulations de glace de sol massive sont fréquentes, notamment au sud de la mer de Beaufort, dans l'est de l'île Banks et dans la péninsule Prince Albert (île Victoria). Sur le continent (Mackay, 1986), ainsi que dans les îles Banks et Victoria (Lorrain et Demeur, 1985), certaines de ces masses de glace résultent peut-être de l'enfouissement de la glace des glaciers wisconsiniens, mais il est plus problable qu'elles se soient développées sous forme de glace de ségrégation après la déglaciation (Rampton, 1974a).

La végétation régionale varie de la forêt boréale dense au sud, à la toundra clairsemée du Haut-Arctique au nord (fig. 2-2b). À l'Holocène inférieur, la limite septentrionale des arbres se trouvait jusqu'à 70 km au nord de sa position actuelle (Spear, 1983); elle atteignit tout au moins le sud de l'île Banks au Pléistocène inférieur (Kuc, 1974; Vincent, 1984; Matthews et al., 1986).

NATURE ET DISTRIBUTION DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

La nature et la distribution des dépôts quaternaires seront illustrées sur la carte des formations en surface du Canada (R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, en préparation), sur laquelle repose la discussion suivante. Les figures 2-4a,b et c, qui constituent à maints égards une mise à jour de la Carte glaciaire du Canada (Prest et al., 1968) et qui ont été compilées à partir de cartes récentes des formations en surface (carte 1704A), montrent la distribution des principaux modelés et formes glaciaires dans les Plaines intérieures septentrionales.

Sur le continent, les dépôts quaternaires varient quelque peu selon leur position topographique. Dans les plaines bordant le fleuve Mackenzie et la rivière Liard, des dépôts de plaines inondables, de terrasses et de deltas (y compris le delta du Mackenzie) ainsi que de vastes étendues planes de silts et de sables glaciolacustres sont présents. Des dépôts glaciolacustres existent également près du Grand lac des Esclaves et du Grand lac de l'Ours. Un peu plus haut, sur les interfluves bas, des plaines de tills recouvertes de tourbes, à surface généralement fuselée et drumlinisée, occupent de vastes étendues. Plus haut encore, des moraines bosselées parsemées de dépôts fluvioglaciaires couvrent une grande partie des plateaux et des collines. Ce type de terrain est particulièrement commun sur les plateaux au sud du fleuve Mackenzie et à l'est de la rivière Liard, sur le plateau de Horn, dans la région située au sud et au sud-est du delta du Mackenzie, et dans

celle située entre le Grand lac de l'Ours et le golfe d'Amundsen. Aux plus hautes altitudes, notamment sur la bordure orientale de la Cordillère, dans les monts Franklin et dans les hautes terres de Brock, les matériaux quaternaires sont généralement minces et la surface est recouverte de felsenmeers ou de colluvions dérivées de la roche en place. Des dépôts alluviaux, deltaïques et éoliens couvrent la majeure partie de la plaine côtière de l'Arctique, dont la topographie bosselée est davantage le fait de l'activité thermokarstique que de la stagnation de glaciers (Rampton, 1988).

La partie basse de l'île Banks est généralement surmontée d'une plaine de till non homogène entrecoupée de nombreuses traînées d'épandage fluvioglaciaire, notamment dans les vallées des rivières Big et Bernard. La partie orientale de l'île Banks contient de nombreux lacs d'origine glaciaire (kettle) et thermokarstique. Dans les terrains plus élevés de l'extrême sud et du nord, le substratum est disséqué sur de grandes étendues, et les matériaux quaternaires sont épars. Les formes glaciaires bien développées sont rares, soit qu'elles n'y aient jamais existé, soit qu'elles y aient été modifiées par des processus périglaciaires durant de longues périodes ou érodées par les vagues dans des mers et des lacs glaciaires. À l'exception des monts Shaler, l'île Victoria, tout comme l'île Banks, présente un relief peu accidenté. Presque partout, la surface du terrain se présente sous forme de plaine de till drumlinisée, de substratum raboté par les glaciers ou de substratum recouvert de felsenmeers, où les dépôts glaciaires ne forment qu'un mince manteau. Des plaines de till lisses et bosselées, à reliefs juxtaglaciaires bien développés et à traînées d'épandage fluvioglaciaire, couvrent en grande partie la péninsule Wollaston, le sud de la péninsule Diamond Jenness et la péninsule Prince Albert. Une mer postglaciaire a submergé presque tout le sud et l'est de l'île, laissant peu de dépôts, mais transformant les

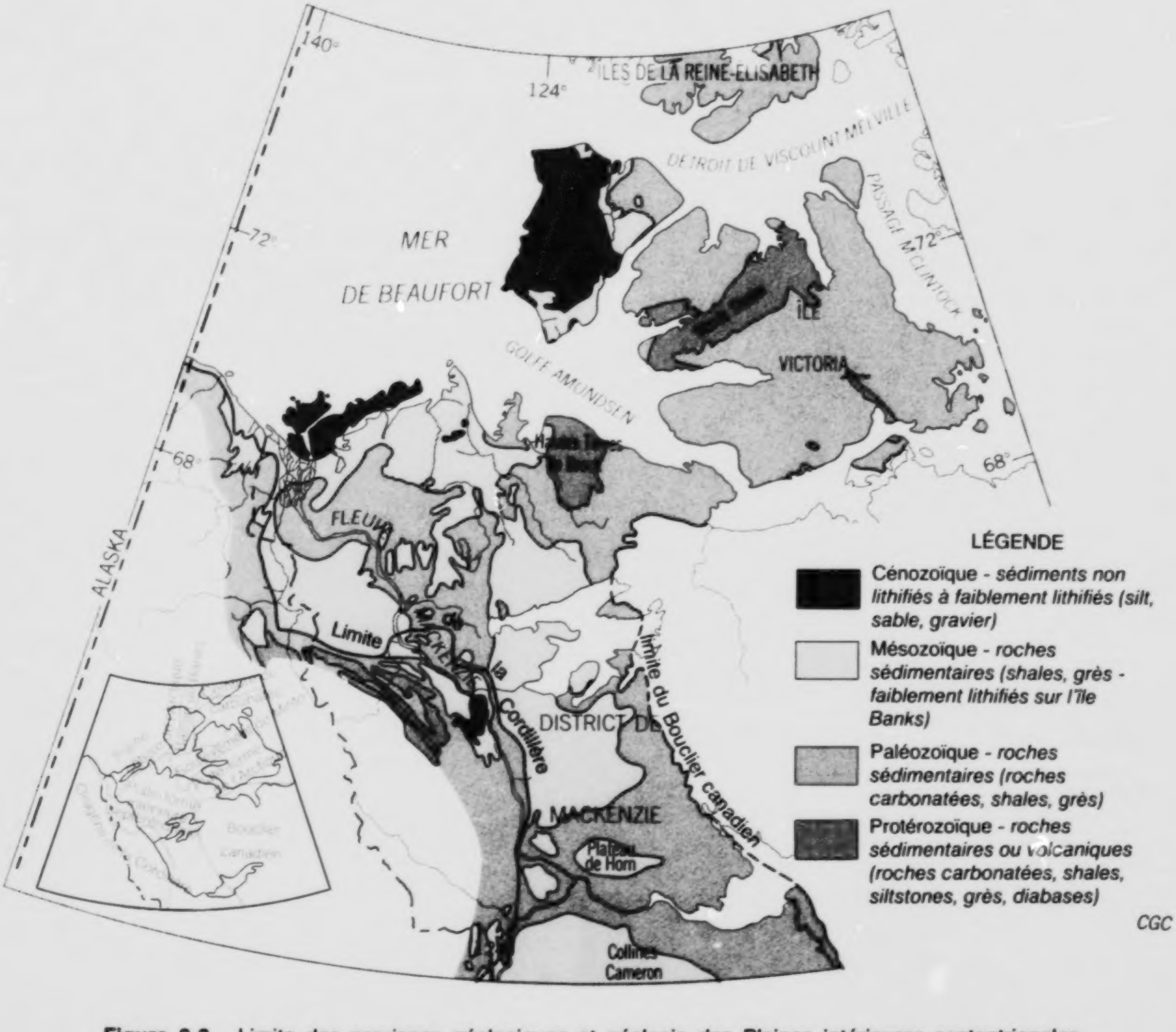


Figure 2.3. Limite des provinces géologiques et géologie des Plaines intérieures septentrionales (d'après Douglas, 1969; Fraser et al., 1978; Miall, 1979; Tipper et al., 1981).

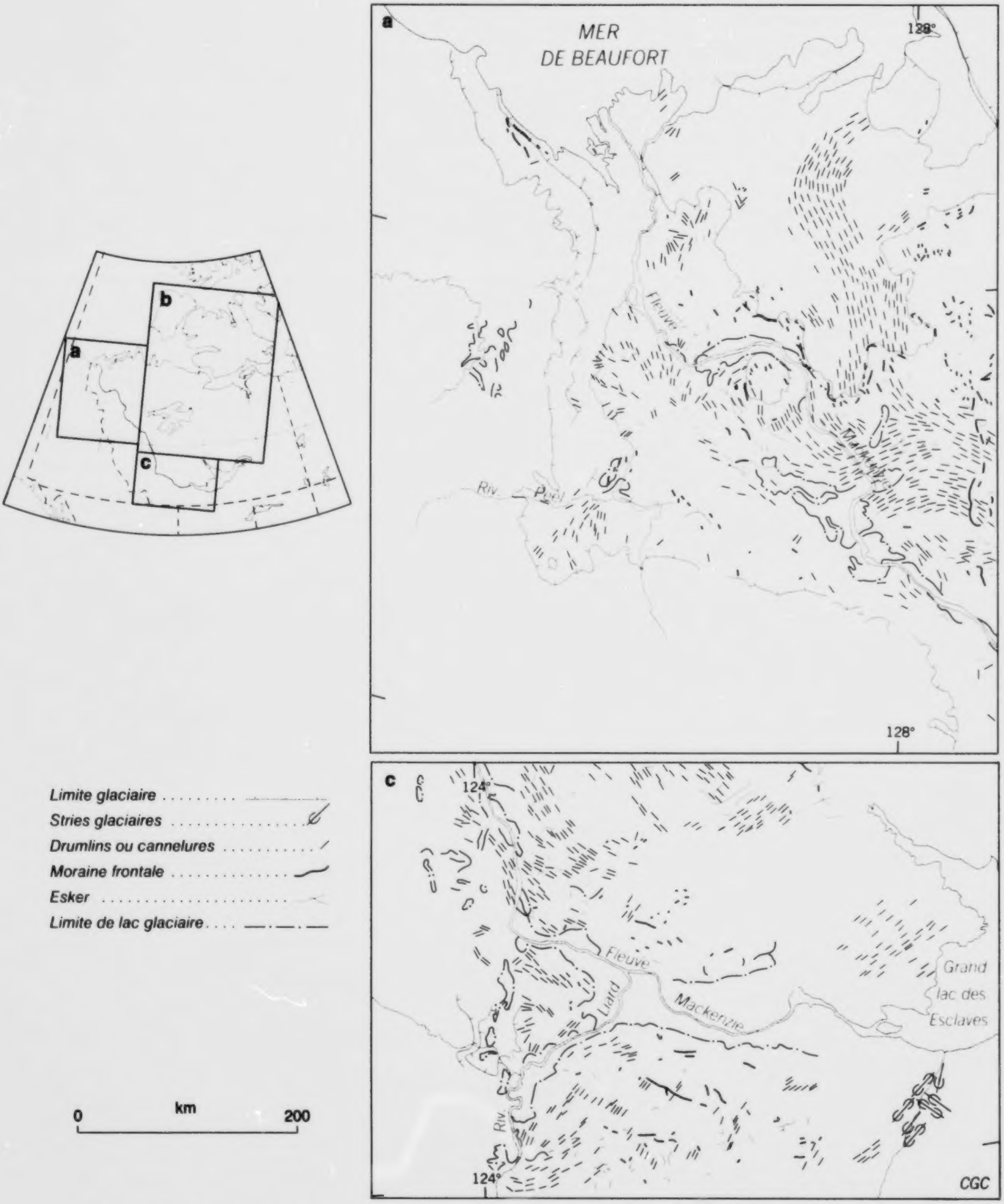
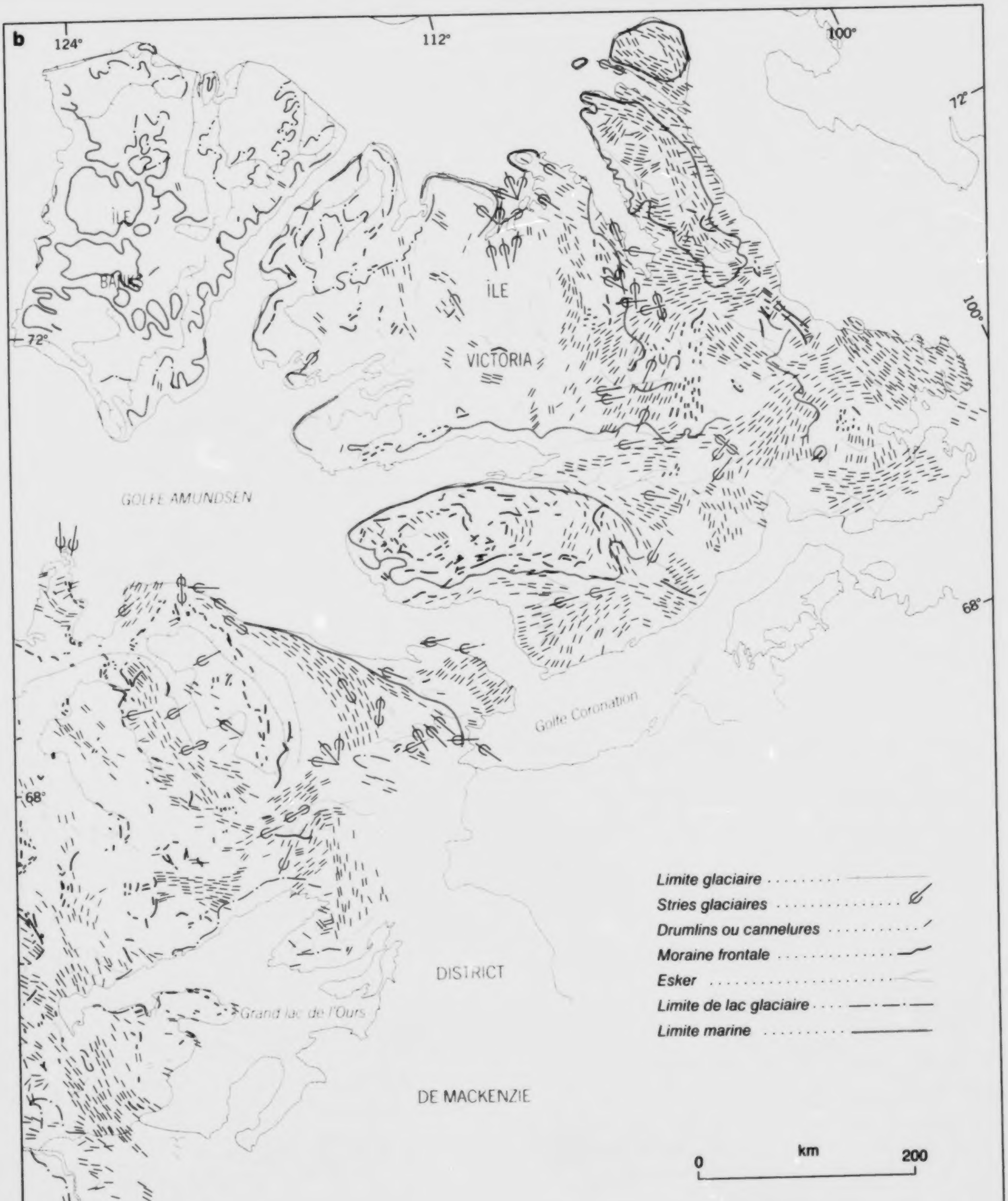


Figure 2.4. Principaux éléments du modelé glaciaire des Plaines intérieures septentrionales.
a. Région du bas Mackenzie.
b. Région des îles Banks et Victoria, hautes terres de Brock;
c. Région du haut Mackenzie.


b
124°
112°
100°
72°
100°
ÎLE
BANKS
ÎLE
VICTORIA
GOLFE AMUNDSEN
Golfe Coronation
68°
68°
DISTRICT
DE MACKENZIE
Grand lac de l'Ours
Limite glaciaire
Stries glaciaires
Drumlins ou cannelures
Moraine frontale
Esker
Limite de lac glaciaire
Limite marine
0
km
200
64°
124°
112°
CGC

dépôts glaciaires en un spectaculaire amphithéâtre de plages soulevées.

Sur ce vaste territoire, la texture de la matrice des tills varie beaucoup, mais elle est généralement plus fine que celle des tills plus sableux du Bouclier canadien (fig. 2-5; voir fig. 3- 47 de Vincent, 1989). Peu pierreux, les tills sont riches en carbonates et reflètent assez fidèlement la composition du substratum sur lequel s'écoulaient les glaciers. Par exemple, dans l'île Banks, le Till de Bernard est foncé et à matrice fine; il contient à peine quelques clastes, beaucoup de montmorillonite, et peu de carbonates, parce que le glacier s'écoulait sur de vastes étendues de sédiments marins fins d'âge crétacé et tertiaire inférieur. Les tills ont cette particularité de renfermer des erratiques originaires du Bouclier. À plus de 800 km du Bouclier canadien, comme dans l'île Banks ou la plaine côtière du Yukon, les tills contiennent au moins 1% de cailloux dérivés du socle précambrien. Cette caractéristique sert à déterminer l'extension de la glaciation laurentidienne, notamment le long de la marge orientale de la Cordillère.

HISTOIRE DU QUATERNAIRE

Introduction

Dans les Plaines intérieures septentrionales et dans l'ouest de l'archipel arctique, les sédiments enregistrent un long intervalle du Quaternaire. La séquence des événements qui se sont produits dans la région a été reconstituée à partir de cartes montrant la distribution géographique des dépôts associés à des événements marins et glaciaires distincts, et à partir d'études stratigraphiques.

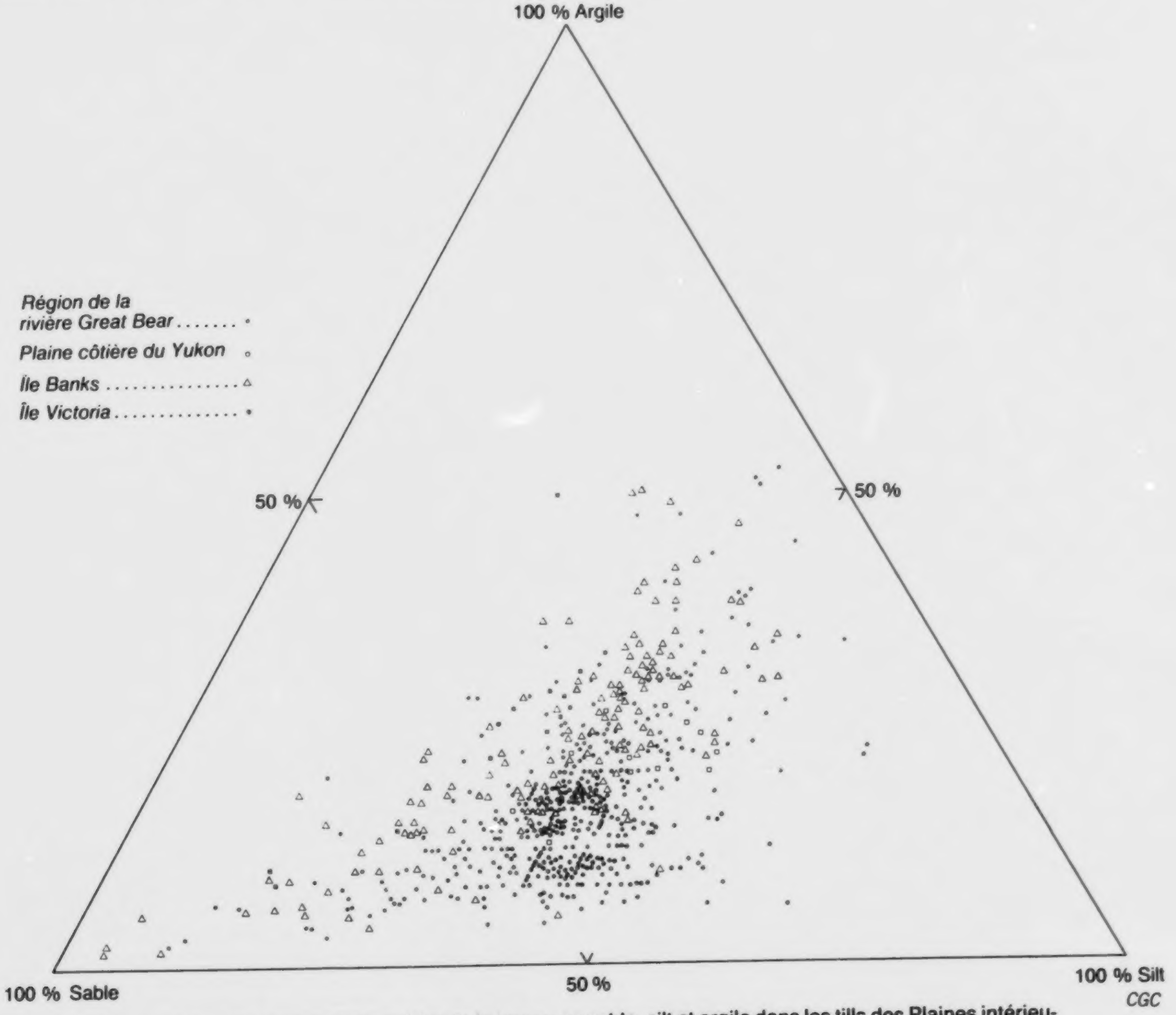


Figure 2.5. Diagramme triangulaire de la teneur en sable, silt et argile dans les tills des Plaines intérieures septentrionales (île Banks - Vincent, 1983; île Victoria - D.A. Hodgson, D.R. Sharpe et J-S. Vincent, données inédites; Plaine côtière du Yukon - J-S. Vincent, données inédites; rivière Great Bear - Savigny, 1989).

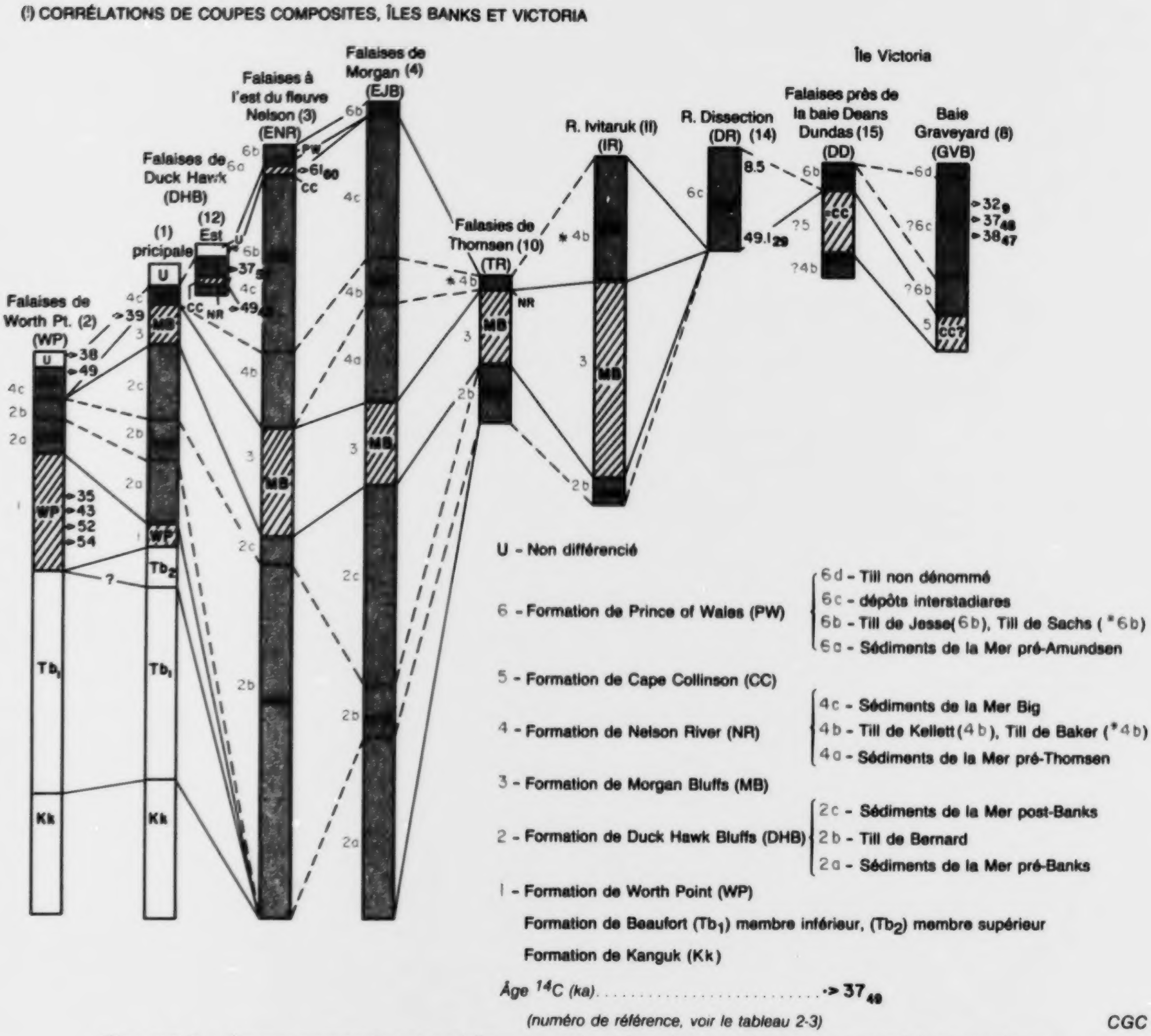
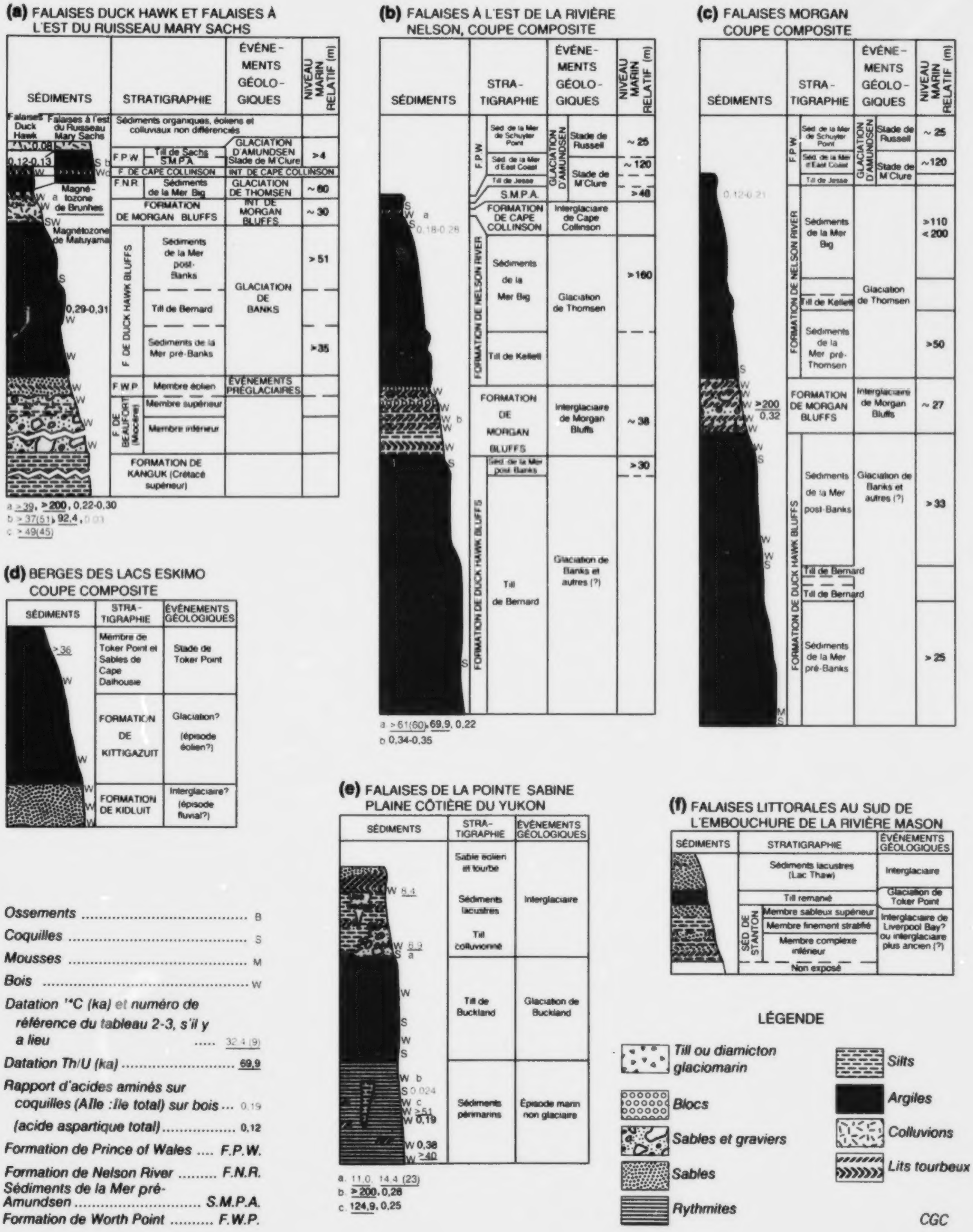
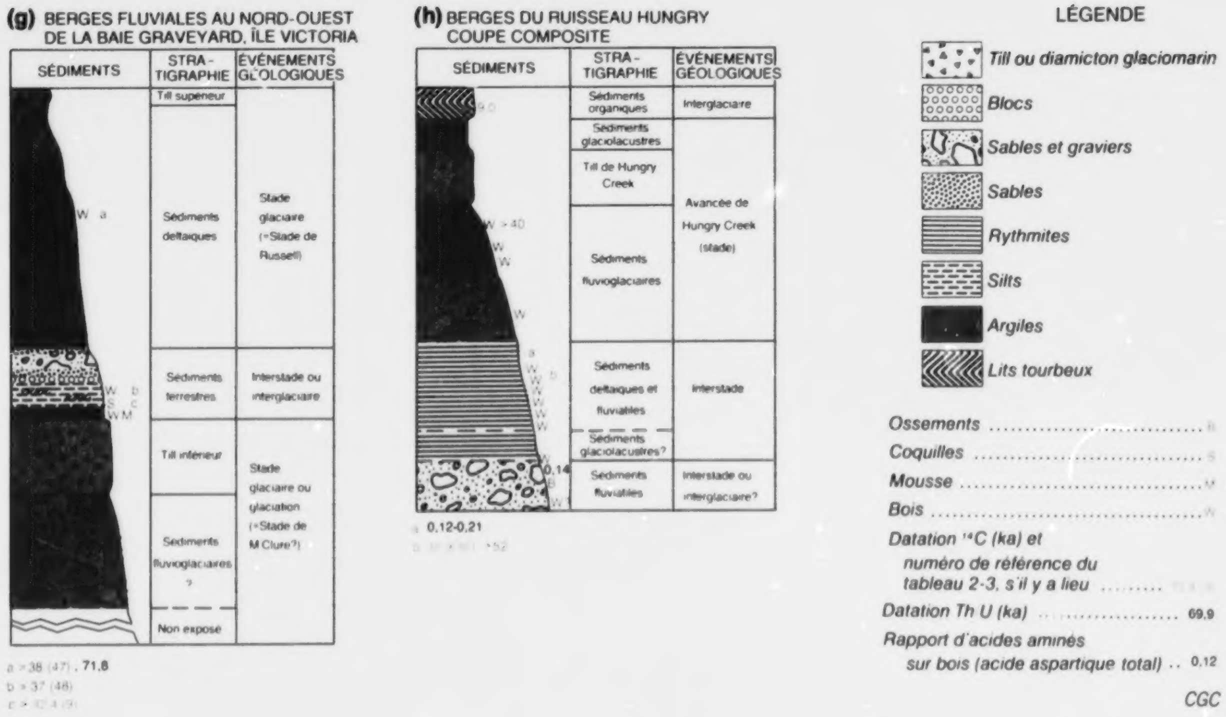


Figure 2.6. Coupes composites des sédiments quaternaires. Les numéros entre parenthèses représentent les coupes localisées sur la figure 2.2a. Le rouge pâle identifie les unités non glaciaires et le rouge foncé, les unités glaciaires.

Des limites d'extension glaciaire et de submersion marine d'âges distincts ont été relevées dans toute la région (fig. 2-4). Par exemple, à l'île Banks, les limites d'extension de trois glaciations distinctes ont été cartographiées, ainsi que les limites des lacs glaciaires et des transgressions marines associés à ces glaciations (Vincent, 1982, 1983). En établissant les relations stratigraphiques latérales entre les nappes de till et les sédiments et formes marines et lacustres, il est possible d'établir la séquence relative des événements.

Les figures 2-6a à 2-6i montrent quelque-unes des principales coupes dans les sédiments quaternaires. Celles-ci sont habituellement situées le long des principaux cours d'eau, sur les côtes de la mer de Beaufort entre l'île Herschel et la péninsule Bathurst, et sur les côtes de l'île Banks. C'est sur le littoral de l'île Banks que le Quaternaire trouve sa plus longue et sa plus riche expression, les événements préglaciaires, interglaciaires et glaciaires y étant successivement représentés. À maints endroits, une suite de sédiments rend compte tour à tour d'épisodes marins transgressifs dus à la surcharge glacio-isostatique, puis d'un chevauchement glaciaire suivi d'épisodes marins régressifs associés au relèvement isostatique consécutif au retrait glaciaire. Cette séquence d'événements est également présente sur le continent dans la plaine côtière de l'Arctique. Elle y est difficile à décrire en détail et ce, pour trois raisons. Premièrement, ce sont surtout des suites de sédiments non glaciaires qui y sont empilées directement les unes sur les autres, sans les sédiments glaciaires ou marins intercalaires qui ailleurs forment des unités repères. Deuxièmement, à cause des chevauchements glacitectoniques qui ont affecté de grandes étendues le long de la côte continentale de la mer de Beaufort (Mackay, 1956 et 1959), il est difficile de déterminer la position relative des


(a) FALAISES DUCK HAWK ET FALAISES À L'EST DU RUISSEAU MARY SACHS
SÉDIMENTS
STRATIGRAPHIE
ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES
NIVEAU MARIN RELATIF (m)
Falaises Duck Hawk
Falaises à l'est du Ruisseau Mary Sachs
Sédiments organiques, éoliens et colluviaux non différenciés
F.P.W.
Till de Sachs
S.M.P.A.
GLACIATION D'AMUNDSEN
Stade de M'Clure
>4
F. DE CAPE COLLINSON
INT. DE CAPE COLLINSON
F.N.R.
Sédiments de la Mer Big
GLACIATION DE THOMSEN
~ 60
FORMATION DE MORGAN BLUFFS
INT. DE MORGAN BLUFFS
~ 30
Magnétozone de Brunhes
Magnétozone de Matuyama
F. DE DUCK HAWK BLUFFS
Sédiments de la Mer post-Banks
> 51
GLACIATION DE BANKS
Till de Bernard
Sédiments de la Mer pré-Banks
> 35
F.W.P.
Membre éolien
ÉVÉNEMENTS PRÉGLACIAIRES
F. DE BEAUFORT (Miocène)
Membre supérieur
Membre inférieur
FORMATION DE KANGUK (Crétacé supérieur)
0,12-0,13
0,29-0,31
a >39, >200, 0,22-0,30
b >37(51), 92,4
c >49(45)
(b) FALAISES À L'EST DE LA RIVIÈRE NELSON, COUPE COMPOSITE
SÉDIMENTS
STRATIGRAPHIE
ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES
NIVEAU MARIN RELATIF (m)
F.P.W.
Séd. de la Mer de Schuyler Point
Séd. de la Mer d'East Coast
Till de Jesse
GLACIATION D'AMUNDSEN
Stade de Russell
Stade de M'Clure
~ 25
~ 120
> 40
S.M.P.A.
FORMATION DE CAPE COLLINSON
Interglaciaire de Cape Collinson
FORMATION DE NELSON RIVER
Sédiments de la Mer Big
Glaciation de Thomsen
> 160
Till de Kellett
FORMATION DE MORGAN BLUFFS
Interglaciaire de Morgan Bluffs
~ 38
FORMATION DE DUCK HAWK BLUFFS
Séd. de la Mer post-Banks
> 30
Till de Bernard
Glaciation de Banks et autres (?)
0,18-0,28
a >61(60), 69,9, 0,22
b 0,34-0,35
(c) FALAISES MORGAN COUPE COMPOSITE
SÉDIMENTS
STRATIGRAPHIE
ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES
NIVEAU MARIN RELATIF (m)
F.P.W.
Séd. de la Mer de Schuyler Point
Séd. de la Mer d'East Coast
Till de Jesse
GLACIATION D'AMUNDSEN
Stade de Russell
Stade de M'Clure
~ 25
~120
FORMATION DE NELSON RIVER
Sédiments de la Mer Big
>110 <200
Glaciation de Thomsen
Till de Kellett
Sédiments de la Mer pré-Thomsen
>50
FORMATION DE MORGAN BLUFFS
Interglaciaire de Morgan Bluffs
~ 27
FORMATION DE DUCK HAWK BLUFFS
Sédiments de la Mer post-Banks
Glaciation de Banks et autres (?)
> 33
Till de Bernard
Till de Bernard
Sédiments de la Mer pré-Banks
> 25
0,12-0,21
>200 0,32
(d) BERGES DES LACS ESKIMO COUPE COMPOSITE
SÉDIMENTS
STRATIGRAPHIE
ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES
Membre de Toker Point et Sables de Cape Dalhousie
Stade de Toker Point
>36
FORMATION DE KITTIGAZUIT
Glaciation? (épisode éolien?)
FORMATION DE KIDLUIT
Interglaciaire? (épisode fluvial?)
(e) FALAISES DE LA POINTE SABINE PLAINE CÔTIÈRE DU YUKON
SÉDIMENTS
STRATIGRAPHIE
ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES
Sable éolien et tourbe
Sédiments lacustres
Till colluvionné
Interglaciaire
Till de Buckland
Glaciation de Buckland
Sédiments périmarins
Épisode marin non glaciaire
8,4
8,9
0,024
>51
0,19
0,38
>40
a. 11,0, 14,4 (23)
b. >200, 0,28
c. 124,9, 0,25
(f) FALAISES LITTORALES AU SUD DE L'EMBOUCHURE DE LA RIVIÈRE MASON
SÉDIMENTS
STRATIGRAPHIE
ÉVÉNEMENTS GÉOLOGIQUES
Sédiments lacustres (Lac Thaw)
Interglaciaire
Till remanié
Glaciation de Toker Point
SÉD. DE STANTON
Membre sableux supérieur
Membre finement stratifié
Membre complexe inférieur
Interglaciaire de Liverpool Bay? ou interglaciaire plus ancien (?)
Non exposé
Ossements .... B
Coquilles .... S
Mousses .... M
Bois .... W
Datation ¹⁴C (ka) et numéro de référence du tableau 2-3, s'il y a lieu 32,4 (9)
Datation Th/U (ka) 69,9
Rapport d'acides aminés sur coquilles (Alle :Ile total) sur bois ... 0,19
(acide aspartique total) 0,12
Formation de Prince of Wales .... F.P.W.
Formation de Nelson River .... F.N.R.
Sédiments de la Mer pré-Amundsen .... S.M.P.A.
Formation de Worth Point .... F.W.P.
LÉGENDE
Till ou diamicton glaciomarin
Blocs
Sables et graviers
Sables
Rythmites
Silts
Argiles
Colluvions
Lits tourbeux
CGC



a Falaises de Duck Hawk, île Banks (1) (modifié de Vincent et al., 1983)

b. Falaises à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson, île Banks (3) (modifié de Vincent, 1983)

c. Falaises Morgan, île Banks (4) (modifié de Vincent, 1983)

d. Extrémité des lacs Eskimo, district de Mackenzie (5) (V.N. Rampton, Terrain Analysis and Mapping Services Ltd., Carp, Ontario, communication personnelle, 1984).

e. Falaises de la pointe Sabine, Plaine côtière du Yukon (6) (V.N. Rampton et J-S. Vincent, données inédites)

f. Falaises au sud de l'embouchure de la rivière Mason, péninsule Bathurst, district de Mackenzie (7) (V.N. Rampton et J-S. Vincent, données inédites)

g. Berges fluviales au nord-ouest de la baie Graveyard, île Victoria (8) (J-S. Vincent, données inédites)

h. Coupe composite du ruisseau Hungry, district de Mackenzie (9) (Hughes et al., 1981)

i. Coupes composites et corrélation probable des principales coupes des îles Banks et Victoria (modifié de Matthews et al., 1986). Les numéros entre parenthèses accolés aux noms des coupes sont les mêmes que ceux des coupes localisées sur la figure 2.2a.

unités sédimentaires. Enfin, l'activité thermokarstique généralisée et la croissance de vastes nappes de glace massive dans le sol ont profondément déformé les sédiments.

Contrôle chronologique. Même s'il est possible d'identifier des événements distincts et d'en établir l'âge relatif, il est rare de pouvoir déterminer leur âge absolu. Toutefois, des centaines de datations au ^{14}C sur des macrorestes végétaux et animaux sont maintenant disponibles et aident à reconstituer une partie de la chronologie du Wisconsinien supérieur et de l'Holocène. Les datations mentionnées dans les figures et dans le texte sont énumérées au tableau 2-3, et la localisation des sites est indiquée à la figure 2-7. Des datations U/Th sur coquilles et sur bois ont permis d'établir un certain contrôle chronologique dans le cas des événements plus anciens. La méthode s'est révélée particulièrement utile dans cette région, car le pergélisol limite le lessivage et la contamination dus à la circulation des eaux (Causse et Vincent, 1985). En outre, de nombreuses mesures des taux de racémisation des acides aminés sur coquilles et sur bois ont permis de corréler des unités quaternaires, surtout à l'échelle locale. Enfin, des études paléomagnétiques effectuées dans l'île Banks ont révélé qu'une partie de la suite sédimentaire de cette région est comprise dans la Zone de polarité inverse de Matuyama (>790 ka), certaines unités présentant une aimantation inverse (Vincent et al., 1984 et Vincent et Barendregt, 1987).

Nomenclature. En dehors de l'île Banks et de la péninsule Tuktoyaktuk, seules quelques unités stratigraphiques ont été nommées. Des noms ont toutefois été proposés pour les principaux événements géologiques, en particulier les épisodes glaciaires. Malgré que ces noms soient plutôt incohérents, l'auteur de la présente section a utilisé telle quelle la terminologie adoptée. La plupart des noms sont énumérés au tableau 2-4, qui résume les événements quaternaires de l'île Banks, et au tableau 2-5, qui présente une

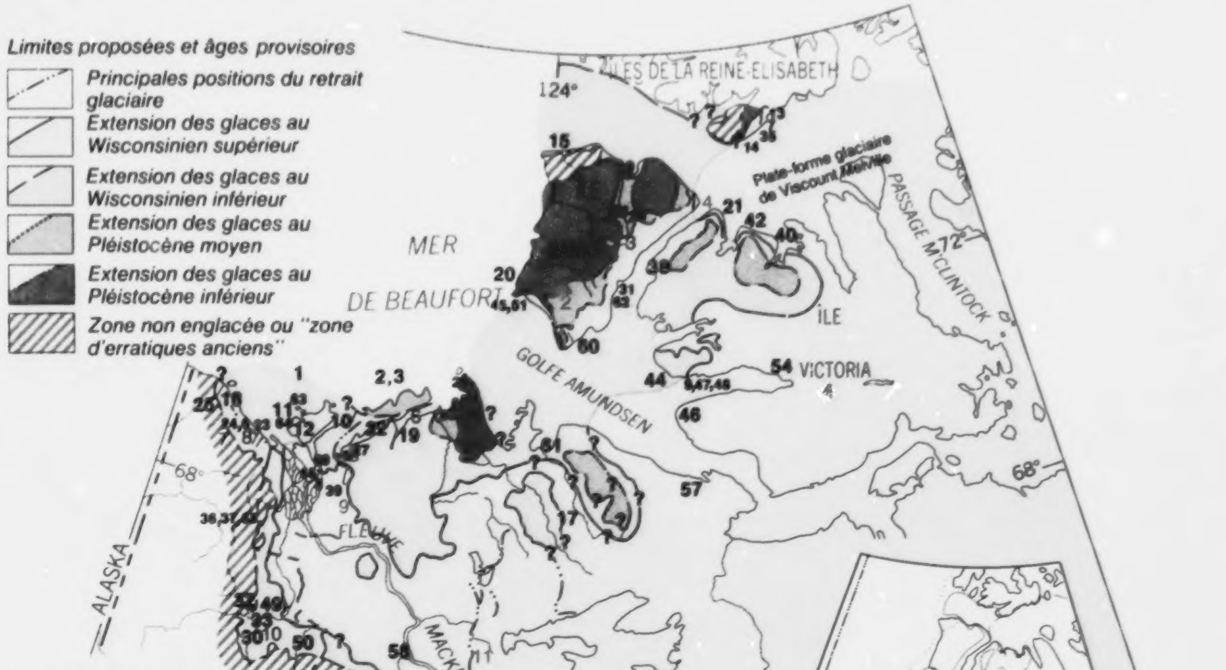


Figure 2.7. Limites proposées des glaciations continentales du Quaternaire dans le nord-ouest du Canada (la carte en médaillon montre les limites proposées par Prest, 1984). Les numéros indiquent la localisation des sites de matériaux datés au ^{14}C et énumérés au tableau 2-3.

Tableau 2-3. Datations ^{14}C significatives provenant des Plaines intérieures septentrionales du Canada.

Numéro de référence (voir fig. 2-7)	Numéro de laboratoire	Âge (années BP)	Localité	Référence ou collectionneur	Matériel daté	Commentaires
1	B-6059	27 380 ± 470	Tarsuit N44, mer de Beaufort	Hill et al. (1985)	tourbe	Plate-forme continentale exposée jusqu'à -141 m vers 27 ka
2	B-2676	21 620 ± 630	Uviluk P-66, mer de Beaufort	Hill et al. (1985)	bois	Plate-forme continentale exposée jusqu'à -100 m vers 22 ka
3	B-6280	28 360 ± 630	Uviluk P-66, mer de Beaufort	Hill et al. (1985)	bois	Plate-forme continentale exposée jusqu'à -70 m vers 28 ka
4	GSC-42	9 710 ± 150	Est du détroit de Prince Albert, île Victoria	Dyck et Fyles, 1963	coquilles marines	Âge minimum de la déglaciation et de l'invasion marine dans la région
5	GSC-54	6 900 ± 110	Delta du Mackenzie	Dyck et Fyles, 1963, Mackay, 1963	bois	Niveau de la mer entre -33 m et -18 m
6	GSC-151-2	>51 100	Pointe King, Yukon	Dyck et al., 1966, Rampton, 1982	bois et tourbe	Âge minimum des sédiments antérieurs à la Glaciation de Buckland
7	GSC-278	10 340 ± 150	Cap Phipps, île Melville	Lowdon et al., 1967 Hodgson et Vincent, 1984b	coquilles marines	Âge maximum "le plus récent" sur l'île Melville, applicable à la plate-forme glaciaire de Viscount Melville et au dépôt du Till de Winter Harbour
8	GSC-329	>50 900	Pointe Portage, Lacs Eskimo, District de Mackenzie	Dyck et al., 1966, Rampton, 1988	tourbe	Âge minimum des sédiments de type interglaciaire sous les sédiments du Stade de Toker Point (Sangamonien?)
9	GSC-388	>32 400	Baie Graveyard, île Victoria	Blake, 1974, Vincent, 1984	plantes de toundra	Dépôts interstadiaires (entre les tills du Wisconsinien inférieur et du Wisconsinien supérieur?)
10	GSC-481	17 860 ± 260	Pingo Ibyuk, Tuktoyaktuk, District de Mackenzie	Lowdon et Blake, 1973, Rampton, 1988	tourbe	Âge minimum du Stade de Toker Point (Wisconsinien inférieur?)
11	GSC-562	>35 000	Île Garry, District de Mackenzie	Lowdon et al., 1971, Rampton, 1988	coquilles marines	Âge minimum de la transgression marine postérieure au Stade de Toker Point (Wisconsinien inférieur?)
12	GSC-690	>37 000	Sud de l'île Kendall, District de Mackenzie	Lowdon et Blake, 1968, Rampton, 1988	coquilles marines	Âge minimum de la transgression marine postérieure au Stade de Toker Point (Wisconsinien inférieur?)
13	GSC-727	>33 000	Pointe Parry, île Melville	Lowdon et Blake, 1968 Hodgson et al., 1984	coquilles marines	Âge minimum de la transgression marine postérieure au Till de Bolduc (Wisconsinien inférieur?)
14	GSC-787	42 400 ± 1900	Cap Phipps, île Melville	Lowdon et Blake, 1968 Hodgson et al., 1984	coquilles marines	Âge minimum de la transgression marine postérieure au Till de Bolduc (Wisconsinien inférieur?)
15	GSC-1088	>41 000	Rivière Kaersok, île Banks	Vincent, 1983, 1984	bryophytes	Âge minimum du Lobe de Prince Albert (Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen), du Till de Bar Harbour et des lacs Ballast et Ivitaruk (Wisconsinien inférieur?)
16	GSC-1100	>41 000	Rivière Horton, District de Mackenzie	Lowdon et al., 1971	tourbe	Âge minimum des sédiments de type interglaciaire antérieurs au lobe glaciaire du golfe d'Amundsen
17	GSC-1139	10 800 ± 150	Lac Erly, District de Mackenzie	Lowdon et al., 1971	bryophytes	Âge minimum de la déglaciation du Stade de Tutsieta Lake au sud de la péninsule de Parry
18	GSC-1262	22 400 ± 240	Pointe Stokes, Yukon	Lowdon et Blake, 1976 Rampton, 1982	tourbe	Âge minimum de la Glaciation de Buckland (Wisconsinien inférieur?)
19	GSC-1281	>36 000	Pointe Turnabout, Baie Liverpool District de Mackenzie	Lowdon et Blake, 1978 Rampton, 1988	bois	Âge minimum des séquences du sable gris supérieur dans la région
20	GSC-1478	>19 000	Pointe Worth, île Banks	Lowdon et Blake, 1973 Vincent, 1983, 1984	coquilles marines	Âge minimum de la Mer de Meek Point et du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen (Wisconsinien inférieur?)
21	GSC-1707	12 600 ± 140	Pointe Peel, île Victoria	Lowdon et Blake, 1976 Hodgson et al., 1984	coquilles marines	Âge minimum "le plus ancien" de la transgression marine antérieure à l'avancée de la Plate-forme glaciaire de Viscount Melville
22	GSC-1784-2	12 900 ± 150	Lacs Eskimo, District de Mackenzie	Blake, 1987, Rampton, 1988	pantes herbacées	Âge du Stade de Tutsieta Lake durant son maximum dans la région du lac Sitidgi
23	GSC-1792	14 400 ± 180	Pointe Sabine, Yukon	Lowdon et Blake, 1976 Rampton, 1982	tourbe	Âge minimum de la Phase de Sabine de la Glaciation de Buckland (Wisconsinien inférieur?)
24	GSC-1798-2	>51 000	Pointe King, Yukon	Lowdon et Blake, 1976 Rampton, 1982	bois	Âge mininum des sédiments antérieurs à la Glaciation de Buckland
25	GSC-1900	34 600 ± 1480	Rivière Malcolm, Yukon	Lowdon et Blake, 1976 Rampton, 1982	plantes vasculaires et bryophytes	Dépôts interstadiaires postérieurs (?) à la Glaciation de Buckland
26	GSC-1974	33 800 ± 880	Inlet Cy Peck, Péninsule de Bathurst, District de Mackenzie	Lowdon et Blake, 1978 Rampton, 1988	bois et écorce	Âge minimum du lobe glaciaire du golfe d'Amundsen et du Stade de Toker Point (Wisconsinien inférieur?)
27	GSC-1995	13 000 ± 130	Lacs Eskimo, District de Mackenzie	Blake, 1987 Rampton, 1988	plantes	Âge du Stade de Tutsieta Lake à son maximum dans la région du lac Sitidgi
28	GSC-2328	10 600 ± 260	rivière Great Bear, District de Mackenzie	Lowdon et Blake, 1979 Hughes, 1987	débris organiques	Âge minimum de la déglaciation et de la vidange du lac glaciaire McConnell dans la région
29	GSC-2375-2	49 100 ± 980	Rivière Dissection, île Banks	Vincent, 1983, 1984 Blake, 1987	tourbe	Âge minimum du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen (Wisconsinien inférieur?)
30	GSC-2422	36 900 ± 300	Ruisseau Hungry, District de Mackenzie	Hughes et al., 1981	bois	Âge maximum de la Glaciation de Hungry Creek
31	GSC-2545	11 200 ± 100	Sud de Jesse Harbour, île Banks	Lowdon et Blake, 1980 Vincent, 1983	coquilles marines	Mer de Schuyter Point, paléorivage de 21 m (limite marine à environ 25 m)
32	GSC-2690	16 000 ± 420	Ruisseau Doll, District de Mackenzie	Lowdon et Blake, 1981 Ritchie, 1982	boues organiques lacustres	Âge minimum de la glaciation de Hungry Creek
33	GSC-2758	15 200 ± 230	Étang Latéral, District de Mackenzie	Lowdon et Blake, 1981 Ritchie, 1982	boues organiques lacustres	Âge minimum de la glaciation de Hungry Creek

Tableau 2-3. (suite)

Numéro de référence (voir fig. 2-7)	Numéro de laboratoire	Âge (années BP)	Localité	Référence ou collectionneur	Matériel daté	Commentaires
34	GSC-2819	>39 000	Rivière Dissection, Île Banks	Vincent 1983, 1984; Blake, 1987	troube	Âge minimum du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen (Wisconsinien inférieur?)
35	GSC-3249	11 700 ± 100	Cap Clarendon, Île Melville	Hodgson et Vincent, 1984b Blake, 1984	coquilles marines	Âge maximum de la Plate-forme glaciaire de Viscount Melville, et du till de Winter Harbour
36	GSC-3359	>43 000	Rivière Rat, District de Mackenzie	Catto, 1986b	coprolites	Âge minimum des sédiments interglaciaires sous un till datant probablement du Wisconsinien inférieur
37	GSC-3371	21 300 ± 270	Rivière Rat, District de Mackenzie	Catto, 1986b	débris organiques	Âge minimum de la déglaciation de la haute rivière Rat
38	GSC-3376	11 300 ± 210	Baie Deans Dundas, Île Victoria	J-S. Vincent	coquilles marines	Âge minimum de l'invasion marine dans la région
39	GSC-3387	13 100 ± 150	Lac Twin Tamarack, District de Mackenzie	Blake, 1983, Ritchie et al., 1983	boues organiques lacustres	Âge minimum du retrait des glaces du Stade de Tutsieta Lake dans la basse vallée du Mackenzie
40	GSC-3511	11 800 ± 100	Péninsule Natkusiak, Île Victoria	Blake, 1984	coquilles marines	Âge minimum de la déglaciation de la région, avant l'avancée de la Plate-forme glaciaire de Viscount Melville
41	GSC-3524	10 500 ± 200	Plateau Horn, District de Mackenzie	Blake, 1986 MacDonald, 1987	boues organiques lacustres	Âge minimum de la déglaciation de l'extrémité est du plateau Horn
42	GSC-3527	9 880 ± 150	Pointe Worksop, Île Victoria	Hodgson et Vincent, 1984b Blake, 1984	coquilles marines	Âge minimum "le plus ancien" obtenu sur l'île Victoria pour la Plate-forme glaciaire de Viscount Melville et le dépôt du Till de Winter Harbour
43	GSC-3536	11 000 ± 340	Monts Franklin, District de Mackenzie	Blake, 1986	boues organiques lacustres	Âge minimum de la déglaciation des monts Franklin
44	GSC-3558	11 000 ± 100	Holman, Île Victoria	J-S. Vincent	coquilles marines	Âge minimum de la limite marine dans la région
45	GSC-3560-2	>49 000	Sachs Harbour, Île Banks	Vincent et al., 1983 Blake, 1987	tourbe	Âge minimum des dépôts de la Formation de Cape Collinson (Sangamonien), sous-jacents aux dépôts du Stade M'Clure (Glaciation d'Amundsen)
46	GSC-3566	10 700 ± 100	Cap Baring, Île Victoria	D.R. Sharpe	coquilles marines	Âge minimum de la déglaciation de l'ouest de la péninsule de Wollaston
47	GSC-3592	>38 000	Baie Graveyard, Île Victoria	Vincent, 1984	bois	Dépôts interstadiaires situés entre les tills du Wisconsinien inférieur et du Wisconsinien supérieur?
48	GSC-3613	>37 000	Baie Graveyard, Île Victoria	Vincent, 1984	feuilles de saule	Dépôts interstadiaires situés entre les tills du Wisconsinien inférieur et du wisconsinien supérieur?
49	GSC-3691	12 400 ± 120	Rivière Caribou, District de Mackenzie	Catto, 1986b	tourbe	Âge minimum de la déglaciation du bassin de la haute rivière Caribou
50	GSC-3697	>39 000	Rivière Snake, District de Mackenzie	Catto, 1986b	bois	Âge minimum de sédiments de type interglaciaire sous un till d'âge wisconsinien
51	GSC-3698	>37 000	Sachs Harbour, Île Banks	Vincent, 1984 Blake, 1987	coquilles marines	Âge minimum du Lobe de Thesiger (le Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen date du Wisconsinien inférieur)
52	GSC-3722	>39 000	Pointe Maitland, Péninsule de Bathurst, District de Mackenzie	J-S. Vincent et V.N. Rampton	bois	Bois flotté, postérieur au Stade de Mason River (Sangamonien?)
53	GSC-3759	>38 000	Rivière Mason, District de Mackenzie	J-S. Vincent et V.N. Rampton	bois	Bois flotté, postérieur au Stade de Mason River (Sangamonien?)
54	GSC-3801	10 300 ± 100	A l'est de la péninsule Diamond Jenness, Île Victoria	D.A. Hodgson	coquilles marines	Âge minimum de la déglaciation de l'est de la région du détroit de Prince Albert
55	GSC-3813	21 200 ± 240	Rivière Rat, District de Mackenzie	Catto, 1986b	débris organiques	Âge minimum de la déglaciation de la haute rivière Rat
56	GSC-4075	>36 000	Rivière Mason, District de Mackenzie	J-S. Vincent et V.N. Rampton	bois	Bois flotté, postérieur au Stade de Mason River (Sangamonien?)
57	I(GSC)-25	10 530 ± 260	Rivière Harding, District de Mackenzie	Craig, 1960	coquilles marines	Âge minimum de la déglaciation dans la région au nord-est des collines Melville
58	I-3734	11 530 ± 170	Rivière Mountain, District de Mackenzie	Mackay et Mathews, 1973	bois	Âge minimum de la déglaciation de la région à l'ouest des monts Franklin et de la vidange du lac glaciaire occupant la vallée du Mackenzie
59	L-522 A	>42 000	Chenal East, District de Mackenzie	Mackay, 1963	troube	Âge minimum de sédiments de type interglaciaire (Sangamonien?)
60	QL-1230	>61 000	Rivière Nelson, Île Banks	Vincent, 1983, 1984	bois	Âge minimum des sédiments interglaciaires de la Formation de Cape Collinson
61	TO-217	11 280 ± 100	Entre les deltas des rivières Brock et Hornaday	J-S. Vincent	coquilles marines	Âge minimum de la déglaciation de la région située à la tête de la Baie Darnley, et d'une invasion marine peu profonde dans la région
62	TO-650	24 730 ± 260	Au sud de Jesse Harbour, Île Banks	J-S. Vincent	coquilles marines	Âge minimum de la mer de la Côte Est et du Stade de M'Clure dans l'est de l'île Banks
63	TO-796	43 550 ± 470	Île Garry, District de Mackenzie	J-S. Vincent	coquilles marines	Âge minimum de la transgression marine postérieure au Stade de Toker Point (Wisconsinien inférieur?), âge probablement non significatif
64	RIDDL-801	48 200 ± 1100	Au sud de l'île Kendall, District de Mackenzie	J-S. Vincent	coquilles marines	Âge minimum de la transgression marine postérieure au Stade de Toker Point (Wisconsinien inférieur?), âge probablement non significatif
65	GSC-3646	15 500 ± 440	"Kate's Pond", District de Mackenzie	Blake, 1987	boues organiques lacustres	Âge minimum possible du retrait des glaces du Stade de Tutsieta Lake dans la basse vallée du Mackenzie

Tableau 2-4. Corrélation des événements quaternaires dans l'île Banks.

Événements géologiques		Stratigraphie[1]				Aminostratigraphie			Âge (ka)		Paléomagnétisme	
			Zone nord	Zone est	Zone ouest	Coquilles[2] Libre	Coquilles[2] Total	Bois[3]	^{14}C	Th/U		
Postglaciaire		Sédiments organiques, éoliens, alluviaux, marins et colluviaux						0,14	7,8			
GLACIATION D'AMUNDSEN	STADE DE RUSSEL	FORMATION DE PRINCE OF WALES		Sédiments de la Mer de Schuyter Point			0,02				CHRON POLAIRE NORMAL DE BRUHNES	
				Sédiments de Passage Point (plate-forme glaciaire de Viscount Melville)					10,6			
				Sédiments de la Mer de Schuyter Point					11,2			
	STADE DE M'CLURE				Till de Carpenter (avancée de Sand Hills)							
			Sédiments de la Mer Investigator et de la Mer de Meek Point	Sédiments de la Mer d'East Coast	Sédiments de la Mer de Meek Point	0,42-0,51	0,04-0,09		>49,1, >19 24,7 >41	46		
			Sédiments du Lac Ivitaruk et du Lac Ballast	*Sédiments du Lac Cardwell, du Lac De Salis et du Lac Safarssuak*	*Sédiments du Lac Rufus, du Lac Masik et du Lac Raddi*							
			Till de Bar Harbour et Till de Mercy (Lobe de Prince Alfred)	Till de Jesse (Lobe de Prince of Wales)	Till de Sachs (Lobe de Thesiger)							N
				Sédiments de la Mer pré-Amundsen			0,03		>37	92,4		
INTERGLACIAIRE DE CAPE COLLINSON				FORMATION DE CAPE COLLINSON				0,22	>49 >61	69,9		N
GLACIATION DE THOMSEN		FORMATION DE NELSON RIVER	Sédiments de la Mer Big	Sédiments de la Mer Big	Sédiments de la Mer Big	0,54-0,73	0,16-0,20 (0,19)		>30	104,6		N
				Sédiments du Lac Parker et du Lac Dissection								
			Till de Baker	Till de Kellett, Till de Baker et Till de Kange	Till de Kellett							
				Sédiments de la Mer pré-Thomsen								
INTERGLACIAIRE DE MORGAN BLUFFS				FORMATION DE MORGAN BLUFFS				0,32-0,35	>39	>200 >200		N I
GLACIATION DE BANKS		FORMATION DE DUCK HAWK BLUFFS		Sédiments de la Mer post-Banks	Sédiments de la Mer post-Banks						CHRON POLAIRE INVERSE DE MATUYAMA	I
					Sédiments du Lac Egina et du Lac Storkerson							
			Till de Bernard et Till de Plateau	Till de Bernard et Till de Plateau	Till de Bernard et Till de Durham Heights							I
				Sédiments de la Mer pré-Banks	Sédiments de la Mer pré-Banks							
INTERGLACIAIRE OU PRÉGLACIAIRE					FORMATION DE WORTH POINT				>54			I N

1 La position des unités stratigraphiques formelles et des lacs glaciaires (en italiques) est indiquée dans la séquence stratigraphique.
2 Rapports des acides aminés D-alloisoleucine et L-isoleucine dans *Hiatella arctica* (fraction libre et totale).
3 Rapports des acides aminés D-aspartique et L-aspartique dans *Salix* et *Betula*.

corrélation provisoire entre les diverses parties des Plaines intérieures septentrionales.

Limites glaciaires. Divers auteurs ont présenté des cartes de ce qu'ils croyaient être les limites d'extension glaciaire dans plusieurs secteurs durant des stades ou étages glaciaires distincts; ces limites apparaissent aux figures 2-4a-c, sans aucune référence à l'âge. Prest (1984) a tracé l'extension maximale des glaces au Pléistocène, de même que les deux limites proposées pour le Wisconsinien supérieur par les défenseurs des modèles minimaliste et maximaliste (fig. 2-7, carte en médaillon).

Étant donné l'absence de données chronologiques fiables et de cartes détaillées dans certaines régions importantes, et à cause des différentes interprétations des données disponibles, il n'existe pas de consensus quant à l'âge des limites glaciaires reconnues dans les Plaines intérieures septentrionales. En fait, ce qui est considéré comme une limite d'extension glaciaire par un chercheur peut correspondre à une pause ou à une réavancée chez un autre (Dyke et Prest, 1987; Hughes, 1987; Sharpe, 1984). De toute évidence, ces limites demeurent provisoires.

L'auteur de la présente section a tenté d'attribuer des âges aux limites proposées par divers chercheurs (fig. 2-7). Lorsque ces âges sont controversés, il explique les raisons de son choix.

Tableau 2-5. Corrélation des dépôts et événements quaternaires, plaines intérieures septentrionales du Canada.

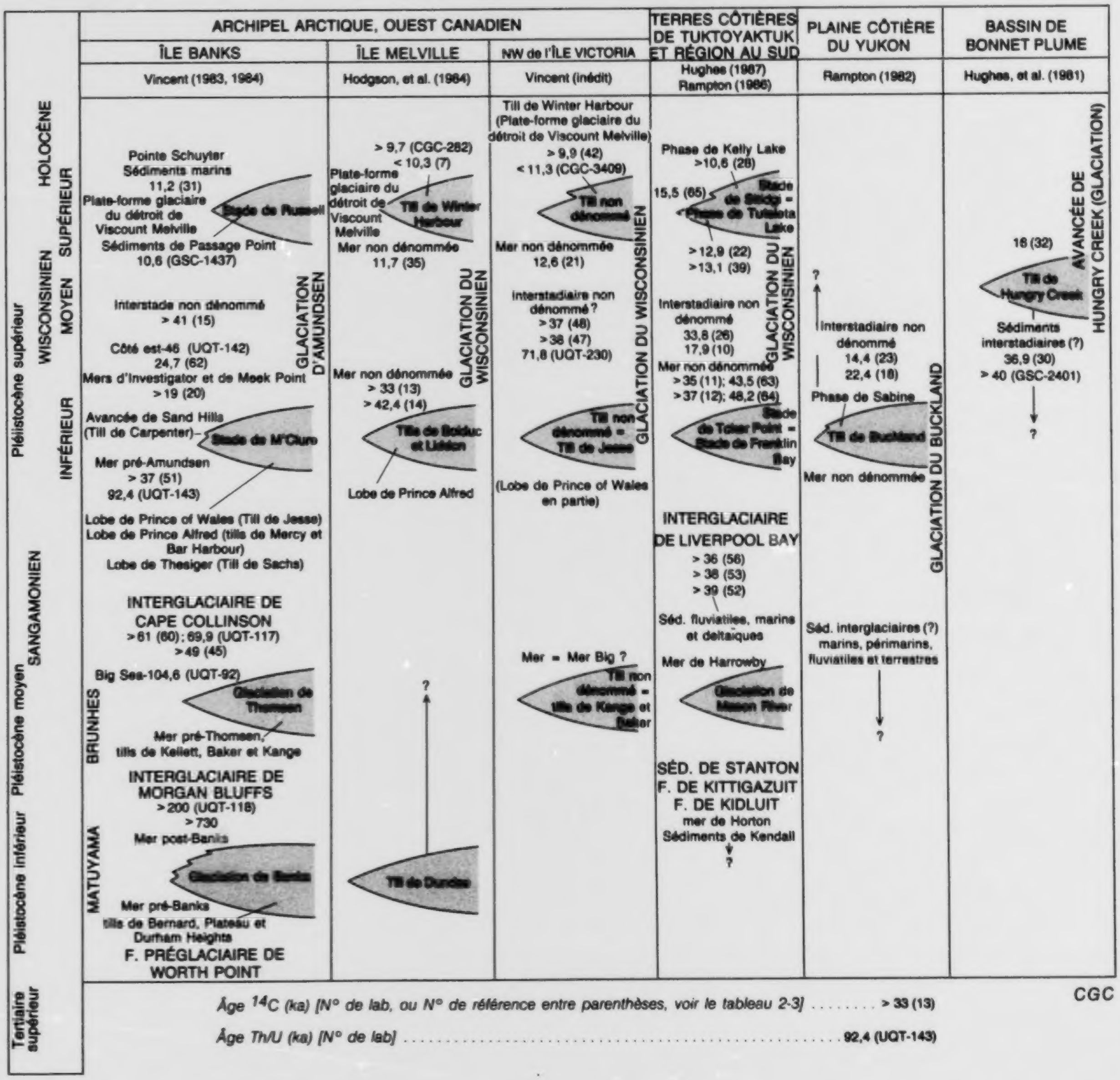


Tableau 2-6. Macrofossiles végétaux et arthropodes des formations de Beaufort et de Worth Point, dans l'île Banks (modifié d'après Matthews et al., 1986)[1].

Taxons	Beaufort inférieur (Tb_1)	Beaufort supérieur (Tb_2)	Worth Point WP[2]	Worth Point DHB[2]
VÉGÉTAUX				
Bryophytes	r[3]		+ +[3]	+ +
Équisetacées				
Equisetum sp.				
Spermatophytes				
Pinacées				
*Abies grandis (type)	+ +			
*Larix sp.	+[3]			
*Larix laricina (DuRoi) K.			+	
*Pinus sp. (type à cinq feuilles)	+			
*Picea sp.	+	+		
*Tsuga sp.	+			
Taxodiacées				
*Metasequoia (type)	+			
Sparganicées				
*Sparganium sp.		+	+	
Potamogetonacées				
*Potamogeton sp.	+	+	+	+
Alismatacées				
*Sagittaria sp.	?			
Cypéracées				
Carex aquatilis Wahlenb.			+	
Carex sp.	+	+	+	+
*Scirpus sp.	+			
Joncacées				
Luzula sp.			+	
Salicacées				
Salix sp.			+	
S. niphoclada Rydb.			+	
S. alaxensis (And.) Cor.			+	
*S. ovalifolia Trautv.			?	
Betulacées				
*Alnus crispa (type)	+			
*A. crispa (Ait.)			+	
*Alnus incana/rugosa (type)	+			
*Betula sp.			+	
*Betula (arboréen)				
Caryophyllacées				
Stellaria sp.			+	
*Arenaria humifusa Wahlenb.			?	
Renonculacées				
Ranunculus sp.			+	
R. trichophyllus (type)		+	+	+
*R. lapponicus L.			+	
*R. Macounii-pensylvanicus (type)			+	
Capparacées				
*Polanisia sp.	+	+		
Crassulacées				
*Sedum sp.	+			
Rosacées				
Dryas integrifolia Vahl			+	
Potentilla sp.		+	+	+
*Rubus sp.	+			
Hypericacées				
*Hypericum sp.	+	+		
Lythracées				
*Decodon sp.	+	+		
Araliacées				
*Aralia sp.	+	?		
Haloragacées				
Hippuris sp.		+		
Hippuris vulgaris L.			+	
Pyrolacées				
Pyrola grandiflora Rad.			+	
Empetracées				
*Empetrum nigrum L.			+	
Éricacées				
*Ledum decumbens (Ait.) Lodd.			+	
*Andromeda sp.		+		
Arctostaphylos alpina/ruba (type)			+	
Vaccinium uliginosum L. var. uliginosum		+		
*V. u. spp. microphyllum Lange			+	
*V. u. var. alpinum Big.			+	
*V. vitis-idea var. minus Lodd.			+	
Gentianacées				
*Menyanthes trifoliata L.			+	
Labiées				
*Teucrium sp.	+			
Solanacées				
*Genre?		?		
Caprifoliacées				
*Sambucus		+		
ARTHROPODES				
COLÉOPTÈRES				
Carabides				
Genre?				
*Carabus truncaticollis Eschz.			+	+
*Notiophilus sp.			+	
Elaphrus sp.			+	
Elaphrus lapponicus Gyll.			+	
Diacheila polita Fald.			+	
*Dyschirius sp.		+		
*Bembidion umiatense Lth.			+	
Bembidion sp.			+	
Pterostichus sp.			+	
*P. nearcticus Lth.			+	
P. (Cryobius) ventricosus grp.			+	
Amara alpina Payk.			+	
Amara sp.			+	
*Trichocellus mannerheimi Sahlb.		+		
Dytiscides				
Hydroporus sp.			+	
Agabus sp.			+	
Staphylinides				
Genre?			+	
Olophrum sp.			+	
Micralymma (type)			+	
*Tachinus brevipennis (type)			+	
Byrrhides				
Genre?			+	
Chrysomelides				
Chrysolina sp.			+	
Curculionides				
Genre?	+		+	
Apion sp.			+	
*Lepidophorus lineaticollis Kirby		+		
*Vitavitus thulius Kiss.			+	
*Notaris sp.			+	
*Cleonus sp.			+	
TRICHOPTÈRES				
Famille?				
DIPTÈRES				
Famille?				
Chironomides			+	+
Genre?				+
Xylophagides				
*Xylophagus sp.		+		
HYMÉNOPTÈRES				
Ichneumonidea			+	
CRUSTACÉS				
Cladocera				
Daphina sp.			+	
Notostraca				
Lepiduris sp.			+	+
ARACHNIDES				
Acari-Mesostigmata				
Trachytes (type)			+	
Acari-Orbatei				
Ceratozetidae			+	
Damaeidae				
Epidamaeus sp.			+	
Famille?			+	

1 Compilé à partir de rapports inédits de la CGC sur les macrofossiles et les arthropodes (Macrofossil and Arthropod Identification Reports), par J.V. Matthews, Jr., de rapports inédits de la CGC sur l'identification du bois (Wood Identification Reports), par R.J. Mott et L.D. Farley-Gill; et de Kuc (1974).

2 WP = falaises de la pointe Worth. DHB = falaises de Duck Hawk; l'emplacement des falaises est donnée à la figure 2-2a.

3 + = présent; + + = abondant; r = rare

4 * = taxons qui sont probablement absents de nos jours dans l'île Banks. S.A. Edlund (Commission géologique du Canada) confirme l'absence de plantes vasculaires.

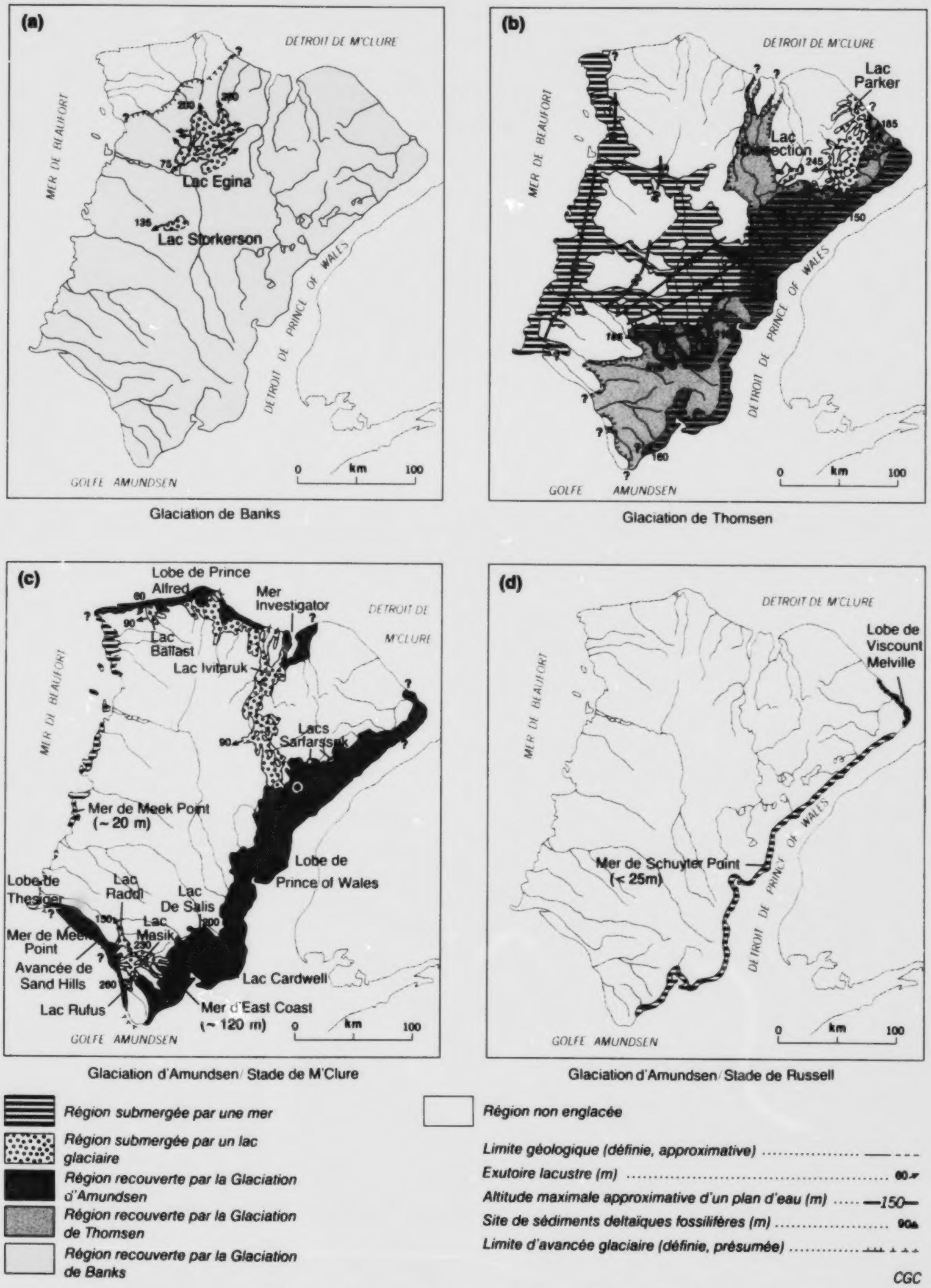


Figure 2.8. Paléogéographie quaternaire de l'île Banks (modifié de Vincent, 1983)

Événements préglaciaires

Dans les Plaines intérieures septentrionales, les sédiments antérieurs à ceux de la plus ancienne glaciation connue ont été observés dans les falaises de Duck Hawk (1)[1] et de Worth Point (2), dans le sud-ouest de l'île Banks. Ces sédiments appartiennent à la Formation de Worth Point (Vincent, 1983; Vincent et al., 1983), celle-ci comprenant les sédiments sus-jacents à la Formation de Beaufort (Miocène) et sous-jacents aux dépôts de la plus ancienne glaciation reconnue (Formation de Duck Hawk Bluffs; tableau 2-4). Dans le stratotype de Worth Point, situé dans un chenal qui recoupe les sédiments de la Formation de Beaufort et de la Formation de Kanguk (Crétacé), le Till de Bernard de la Glaciation de Banks repose sur plus de 5 m de tourbe ligneuse. La présence de macrofossiles de mélèze laricin (Larix laricina) et de divers arbustes et plantes herbacées (tableau 2-6) a permis à Kuc (1974) de conclure que les tourbes se sont accumulées dans un milieu subarctique de toundra forestière ouverte comparable à celle de la partie septentrionale de l'actuelle forêt boréale. Les falaises de Duck Hawk (fig. 2-6a) contiennent des sédiments terrestres riches en matières organiques, d'origine fluviatile, lacustre et éolienne, et occupant la même position stratigraphique (Vincent et al., 1983). Les dépôts organiques contiennent des macrofossiles végétaux et des restes d'arthropodes (tableau 2-6) dont de nombreuses espèces sont aujourd'hui disparues de l'île Banks.

Les données paléomagnétiques indiquent que la Formation de Worth Point est antérieure à 730 ka, car les sédiments ont une aimantation inverse (Vincent et al., 1984; Vincent et Barendregt, 1987; tableau 2-4). En général, ces sédiments documentent la dernière période forestière qui a eu lieu dans l'île Banks et sont donc indicatifs d'un climat beaucoup plus chaud que celui des interglaciaires subséquents (Matthews et al., 1986). Toutefois, le climat était encore beaucoup plus frais qu'au Miocène, époque où des forêts décidues contenant des espèces telles le chêne (*Juglans eocinera*) et des forêts boréales dominées par l'épinette (*Picea*) et le mélèze (*Larix*) existaient dans l'île (Hills, 1975). La Formation de Worth Point pourrait couvrir la période comprise entre le Miocène supérieur et le Quaternaire inférieur et, ainsi, être associée aux vieilles unités marines, continentales et cinéritiques du Groenland (Formation de Kap Kobenhavn; Funder et al., 1985; Funder, 1989), du Yukon (Bassin d'Old Crow; Pearce et al., 1982; Naeser et al., 1982) et de l'Alaska (Formation de Gubik; Nelson et Carter, 1985; Carter et al., 1986). En 1987, dans le cadre d'un atelier sur la stratigraphie et les environnements de la fin du Tertiaire et du Péistocène inférieur dans l'Arctique circumpolaire, les chercheurs ont comparé la flore et la faune de la Formation de Worth Point à celle des localités arctiques susmentionnnées et conclu que ces lits datent vraisemblablement du Pliocène supérieur.

Dans les Plaines intérieures septentrionales, les paysages de l'extrémité nord-ouest de l'île Banks (du côté distal de la limite de la Glaciation de Banks; voir la section suivante) sont les seuls à présenter des caractéristiques non glaciaires (Vincent, 1982, 1983). Dans cette région, les vallées en V et les terrasses découpées dans les sables et graviers de la Formation de Beaufort représentent des épisodes fluviaux post-miocènes. Ces vallées et terrasses sont anciennes, car elles sont recoupées par les chenaux fluvioglaciaires formés lors de la Glaciation de Banks. Néanmoins, de gros erratiques de diabase ont été observés à la surface (J.G. Fyles, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1984). Ces erratiques pourraient être dérivés de la Formation de Beaufort ou, comme les « vieux erratiques » de la partie occidentale des îles de la Reine-Élisabeth (Tozer et Thorsteinsson, 1964; Hodgson, 1989) et les erratiques du « mont Gunsight » dans le chaînon Brooks, en Alaska (Hamilton, 1979), représenter une glaciation antérieure au Pléistocène, dont il ne reste que ces très rares indices.

Sur le continent, les milieux préglaciaires sont documentés dans les zones non englacées du Yukon intérieur (voir Hughes et al., 1989), dans les grands pédiments de la plaine côtière du Yukon (Rampton, 1982) et dans les vallées fluviales à l'est des monts Richardson, où des graviers préglaciaires sont présents (Catto, 1986b).

Événements pré-wisconsiniens

Sud-ouest de l'archipel arctique

Dans la foulée des travaux entrepris par Fyles (1962, 1963) dans les îles Banks et Victoria, Vincent (1978, 1982, 1983, 1984) a relevé des indices de deux glaciations pré-wisconsiniennes (Banks et Thomsen) et de deux interglaciaires (Morgan Bluffs et Cape Collinson) dans la région. Les limites atteintes par les glaciations de Banks et de Thomsen, ainsi que les limites des lacs glaciaires et des transgressions marines associés, sont indiquées aux figures 2-7, 2-8a et 2-8b. Les figures 2-6a, b et c sont des coupes composites des trois régions les plus significatives, tandis que le tableau 2-4 est un diagramme de corrélation des événements quaternaires de l'île Banks. Ces données seront utilisées dans la description chronologique présentée ci-après, laquelle repose, à moins d'indication contraire, sur les travaux de Vincent (1978, 1982, 1983, 1984) et de Vincent et al. (1983).

Glaciation de Banks

Les sédiments associés à la Glaciation de Banks documentent la plus ancienne avancée glaciaire connue dans le sud-ouest de l'archipel arctique. Le glacier de Banks, alimenté par un centre de dispersion situé sur le continent, s'écoulait vers le nord-ouest, surmontant surtout des sédiments fins crétacés et tertiaires. Il a envahi la totalité de l'île Banks à l'exception du secteur nord-ouest. Mise à part la glaciation qui a déposé les « vieux erratiques », cette glaciation fut sans doute la seule d'ampleur suffisante pour recouvrir les régions élevées de la pointe sud de l'île, le nord-est du plateau dévonien ainsi qu'une bonne partie de l'ouest des îles de la Reine-Élisabeth (fig. 2-7, 2-8a). La figure 2-9 montre une partie de la limite d'extension glaciaire dans le nord-ouest de l'île Banks.

Des plaines de till laissées par le Glacier de Banks couvrent en bonne partie le nord et l'ouest de l'île Banks. Dans de nombreuses coupes (fig. 2-6a,b, c; tableau 2-4), des sédiments marins et glaciomarins précèdent et suivent immédiatement l'avancée glaciaire documentée par ce till. Des sédiments marins et glaciomarins de la Mer pré-Banks surmontent les dépôts non glaciaires décrits précédemment aux falaises de Duck Hawk (1) (fig. 2-6a) et sont sous-jacents au till de la Glaciation de Banks aux falaises de Duck Hawk et de Morgan (4) (fig. 2-6c). Ils ont probable-

[1] Les numéros entre parenthèses désignent l'emplacement des sites à la figure 2-2a.

ment été déposés au moment où la surface du terrain était déprimée sous le poids des glaces. Lors du retrait glaciaire vers le sud-est, des lacs glaciaires se sont formés entre les glaces et les hautes terres (fig. 2-8a). En même temps, une mer envahissait les côtes occidentales et orientales de l'île. Les falaises de Duck Hawk (1) Morgan (4) et celles à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson (3) renferment des dépôts marins et glaciomarins de cette Mer post-Banks (fig. 2-6a-c).

La Glaciation de Banks est antérieure à 790 ka et remonte donc vraisemblablement au Pléistocène inférieur, puisque le Till de Bernard et les sédiments de la Mer post-Banks ont une polarité inverse dans les falaises de Duck Hawk (Vincent et al., 1984; Vincent et Barendregt, 1987). Selon Clark et al. (1984), la Glaciation de Banks correspond à l'unité J du bassin central de l'océan Arctique (Clark et al., 1980), c'est-à-dire l'unité glaciomarine à granulométrie plus grossière comprise dans la Zone de polarité inverse de Matuyama. La glaciation (non dénommée) responsable de la mise en place du Till de Dundas dans la péninsule Dundas, dans le centre de l'île Melville (Hodgson et al., 1984), est mise en corrélation avec la Glaciation de Banks (tableau 2-5; figure 2-7). Cette dernière pourrait aussi correspondre à la Glaciation de First Canyon étudiée par Ford (1976) dans le bassin de la rivière South Nahanni. Ces trois glaciations représentent l'avancée d'un glacier continental la plus importante au Pléistocène inférieur à être documentée par une nappe de till dans les Plaines intérieures septentrionales. Les glaces auraient dû également recouvrir le nord de la péninsule Bathurst à cette époque, compte tenu de l'extension qu'elles avaient ailleurs (fig. 2-7), mais Rampton (1988) n'a découvert aucun indice d'une avancée glaciaire dans cette région.

Figure 2.9. Limite de la Glaciation de Banks au Quaternaire inférieur dans le nord-ouest de l'île Banks. Cliché A17564-55 de la Photothèque nationale de l'air.

Interglaciaire de Morgan Bluffs

À cinq endroits de l'île Banks, des dépôts non glaciaires contenant des coquilles et des restes végétaux reposent sur des sédiments glaciaires et marins associés à la Glaciation de Banks, et sont eux-mêmes recouverts de sédiments marins et glaciaires associés à la Glaciation de Thomsen (fig. 2-6 a-c, i; tableaux 2-4, 2-5). Ces sédiments sont considérés comme ayant été déposés durant le long Interglaciaire de Morgan Bluffs. Les différents lits interglaciaires sont corrélés surtout d'après leur position stratigraphique, mais la corrélation des unités présentes dans les falaises à l'est de la rivière Nelson (3) avec celles des falaises Morgan (4) est confirmée par les rapports d'acides aminés obtenus sur du bois fossile (fig. 2-6b, c). Dans ces deux groupes de falaises, les unités interglaciaires sont constituées essentiellement de dépôts palustres, fluviatiles et marins (eau peu profonde) interstratifiés. Une partie des sédiments des falaises de Duck Hawk (1) pourrait aussi être d'origine périmarine, mais des dépôts colluviaux, fluviatiles, lacustres (mares de toundra) et éoliens y sont également présents.

Les dépôts organiques renferment des macrofossiles végétaux et des restes d'arthropodes (tableau 2-7), dont certaines espèces sont aujourd'hui disparues de l'île Banks. La paléo-écologie des lits organiques dans les coupes autres que celles des falaises de Duck Hawk (1) (tableau 2-7) indique que le climat était un peu plus chaud que le climat actuel durant l'Interglaciaire de Morgan Bluffs. Dans les falaises de Duck Hawk, certains végétaux sont indiscutablement in situ, mais d'autres pourraient provenir du remaniement des sédiments préglaciaires de la Formation de Worth Point. À supposer que ces macrofossiles, en particulier ceux de l'aulne et du mélèze, soient représentatifs de la flore de l'époque, le climat devait être alors beaucoup plus chaud que le climat actuel (Matthews et al., 1986). À en juger par l'altitude des sédiments périmarins dans les falaises de Duck Hawk (1) et Morgan (4) et dans les falaises à l'est de l'embouchure de la rivière Nelson (3), le niveau marin durant l'Interglaciaire de Morgan Bluffs devait être supérieur d'une trentaine de mètres au niveau actuel. L'épaisse séquence de sédiments périmarins indique qu'aucun mouvement glacio-isostatique n'affectait alors la région. Le niveau marin devait donc être plus élevé durant cet interglaciaire, comme cela semble avoir été le cas dans la plaine côtière de l'Arctique en Alaska (Carter et al., 1986), à moins peut-être que l'île Banks n'ait été affectée par des failles ou un soulèvement d'origine tectonique. Deux datations non significatives (>200 ka) ont été exécutées par la méthode du déséquilibre de l'uranium[1] (UQT-118 et UQT-229) sur du bois autochtone provenant des falaises Morgan (4) et de Duck Hawk (1). Une meilleure estimation de l'âge de ces unités provient du fait que la limite Brunhes-Matuyama est comprise dans la séquence interglaciaire de Morgan Bluffs exposée dans les falaises de Duck Hawk (1) (Vincent et al., 1984; Vincent et Barendregt, 1987). Ces dépôts interglaciaires pourraient correspondre (Clark et al., 1984) à l'unité K du bassin central de l'océan Arctique (Clark et al., 1980), laquelle fut vraisemblablement mise en place durant une période d'activité glaciaire réduite. Les lits interglaciaires de Morgan Bluffs documentent une longue période non glaciaire qui a duré vraisemblement plus de 0,5 Ma, comme cela semble avoir été le cas en Béringie (tableau 2-1). Une partie des sédiments silto-sableux contenant des végétaux, exposés sur la côte ouest de la péninsule Bathurst (Sédiments de Stanton) ou sur les côtes de la péninsule Tuktoyaktuk (Formation de Kidluit; sédiments de Kendall; Rampton, 1988), pourrait être du même âge que les sédiments interglaciaires de Morgan Bluffs. Les interglaciaires de Grotte Valérie I et II, identifiés par Ford (1976) dans le bassin de la rivière South Nahanni, pourraient également dater de la même période.

Glaciation de Thomsen

À l'instar du Glacier de Banks, le Glacier de Thomsen s'écoulait vers le nord-ouest: du continent vers le sud-est de l'île Banks. Il a envahi presque tout le sud et l'est de l'île Banks, de même que le bassin de la rivière Thomsen (fig. 2-7, 2-8b; tableau 2-4). Malgré le fait que ses limites étaient contrôlées par les hautes terres à l'extrémité sud de l'île Banks, par la ligne de partage des eaux et par le secteur nord-est du plateau dévonien, les glaces ont pu s'avancer vers le nord jusque dans le bassin de la rivière Thomsen. De vastes territoires, enfoncés sous le poids des glaces, ont été submergés par la Mer Big avant, pendant et après l'avancée glaciaire (fig. 2-8b). Sur la côte ouest non englacée de l'île, la limite supérieure de la Mer Big se trouve à une soixantaine de mètres d'altitude. Des bras de mer ont ennoyé les vallées dans l'est et atteignaient des niveaux exceptionnellement élevés, plus de 160 m à la marge glaciaire dans le centre de l'île Banks, et plus de 250 m dans un rentrant à l'extrémité amont des bassins des rivières Big et Bernard. Lorsque le Glacier de Thomsen a atteint sa limite d'extension au nord-est, des lacs glaciaires se sont formés entre les glaces et le plateau dévonien (fig. 2-8b). Ces lacs se sont finalement vidangés lorsque des exutoires plus bas se sont ouverts vers la mer. Le till de la Glaciation de Thomsen et d'épais dépôts marins, antérieurs et postérieurs à l'avancée glaciaire, sont particulièrement bien exposés sur la côte est de l'île Banks (fig. 2-6b-c). Dans les falaises Morgan (4), le Till de Kellett repose sur les sédiments de la Mer pré-Thomsen, incluant notamment un faciès glaciomarin. Les sédiments de la Mer Big, sus-jacents aux tills de Kellett et de Baker et sous-jacents aux dépôts plus récents de l'Interglaciaire de Cape Collinson et aux dépôts wisconsiniens, sont composés principalement de silts, de sables et d'argiles glaciomarins stratifiés. Là où des cours d'eau se jetaient dans la mer, les sédiments fins sont surmontés de dépôts deltaïques contenant des coquilles. L'aminodatation de ces coquilles a contribué à corréler ces dépôts pour diverses localités de l'île Banks. Les rapports D-alloisoleucine/L-isoleucine sont d'environ 0,19 (fraction totale) pour trois échantillons de coquilles, et des coquilles in situ (tableau 2-4) ont aussi donné un âge U/Th de 104,6 ka (UQT-80).

L'âge absolu de la Glaciation de Thomsen est inconnu. Toutefois, cette glaciation précède certainement le dernier interglaciaire; de même, la polarité normale des sédiments de la Mer Big dans les falaises de Duck Hawk (12) suggère que cette glaciation a eu lieu durant la Zone de polarité normale de Brunhes (<790 ka). Elle daterait donc du Pléistocène moyen.

Comme le montre la figure 2-7, une vaste zone située au centre de la péninsule Prince Albert ainsi que les monts Shaler, dans l'île Victoria, ont échappé à la Glaciation wis-

[1] Les datations par le déséquilibre radioactif de l'uranium mentionnées ici et ailleurs dans le texte ont été exécutées sur des échantillons fournis par l'auteur à C. Causse de l'Université du Québec à Montréal.

consinienne. Le till qui recouvre ces régions fut probablement mis en place durant la Glaciation de Thomsen et remonterait donc au Pléistocène moyen (tableau 2-5). Des dépôts marins stratifiés sous-jacents au till wisconsinien le long du détroit de Prince of Wales, dans la péninsule Prince Albert, ressemblent à ceux de l'île Banks et pourraient également avoir été déposés dans la Mer Big. Sur le continent (voir la figure 2-7), les régions affectées par la Glaciation de Clausen dans le bassin de la rivière South Nahanni (Ford, 1976), par la Glaciation de Mason River dans la péninsule Bathurst (Rampton, 1988) et par la glaciation qui a franchi les hautes terres de Brock, seraient du même âge que la Glaciation de Thomsen. Si tel est le cas, la Mer de Harrowby (transgression marine postérieure à la Glaciation de Mason River; Rampton, 1988) pourrait être l'équivalent continental de la Mer Big. Les sédiments de la Formation de Kittigazuit (épandages fluvioglaciaires associés à la Glaciation de Mason River ou dépôts éoliens provenant de la plate-forme continentale de la mer de Beaufort, alors émergée?) dans les regions côtières de la péninsule Tuktoyaktuk (Rampton, 1988) pourraient également être du même âge que la Glaciation de Thomsen.

Interglaciaire de Cape Collinson

À deux endroits de l'île Banks, les dépôts non glaciaires, contenant des végétaux, de la Formation de Cape Collinson encadrent des sédiments marins et glaciaires associés respectivement aux glaciations de Thomsen et d'Amundsen (tableau 2-4). La corrélation des couches est basée sur leur position stratigraphique. Dans le stratotype de cette unité, à l'est de la rivière Nelson (3) (fig. 2-6b), des sédiments organiques in situ prélevés à même la surface d'une toundra fossilisée ont livré des âges ^{14}C de >61 000 BP (QL-1230) et des âges U/Th de 69,9 ka (UQT-117); ces datations, comme les autres déterminations de ce genre, doivent être considérées comme des âges minimaux. Ces dépôts recouvrent les sédiments de la Mer Big et sont surmontés de sédiments de la Mer pré-Amundsen et du Till de Jesse du Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen (tableau 2-4). Dans les falaises à l'est du ruisseau Mary Sachs (12) (fig. 2-6a), des lits tourbeux datés à >49 000 BP (GSC-3560-2) surmontent possiblement les sédiments de la Mer Big et sont recouverts des sédiments glaciomarins de la Mer pré-Amundsen et du Till de Sachs.

Au moment du dépôt de ces couches, le climat était nettement plus chaud que le climat actuel, comme l'indique la dominance des espèces de toundra comme le bouleau nain (*Betula*, y compris B. *glandulosa*) et de quelques espèces de coléoptères (tableau 2-7) maintenant confinées au continent près de la limite des arbres (Matthews et al., 1986). La Formation de Cape Collinson daterait donc du dernier interglaciaire (Sangamonien) (tableau 2-5). De même, les silts lacustres lités, contenant des débris végétaux et occupant de vastes étendues, les sables et graviers fluviatiles à fentes de gel de la plaine côtière du Yukon (Rampton, 1982), ainsi que les sédiments contenant du bois flotté et des matières organiques et recouvrant les banquettes de la péninsule Bathurst (Rampton, 1988) sont probablement d'origine interglaciaire et sont provisoirement mis en corrélation avec la Formation de Cape Collinson.

Région continentale

Des dépôts glaciaires et interglaciaires pré-wisconsiniens sont présents dans le district de Mackenzie et au Yukon. Dans les coupes, ils sont sous-jacents à des sédiments wisconsiniens, principalement dans le bassin du Mackenzie et la plaine côtière de l'Arctique, depuis le Yukon jusqu'à la péninsule Bathurst. Actuellement, bon nombre de ces dépôts ne peuvent être placés dans un schéma chronologique ni même dans un schéma d'événements géologiques. Les restes de vertébrés fossiles communément trouvés dans la région (tableau 2-8) doivent provenir en grande partie de ces lits interglaciaires, quoique très peu aient été trouvés in situ.

Versants nord et est des monts Mackenzie

Les monts Mackenzie ont sans doute été recouverts par des glaces continentales à plusieurs reprises au Quaternaire, mais les limites d'extension de chaque glaciation n'ont généralement pas été retracées. La seule limite à avoir été levée est une limite maximale d'avancée glaciaire, présumément d'âge wisconsinien, qui atteint environ 1 500 m d'altitude sur le versant sud et 1 400 m sur le versant nord des monts Mackenzie (Hughes, 1972, 1987; Prest, 1983; figure 2-7). Néanmoins, dans certains secteurs, des dépôts plus anciens sont probablement présents au-delà de la limite des avancées glaciaires wisconsiniennes. Rutter et Minning (1972) et Rutter et Boydell (1973) ont reconnu deux avancées glaciaires sur le versant sud des monts Mackenzie, la plus ancienne ayant atteint environ 1 500 m d'altitude. Les travaux effectués par Ford (1976) et Harmon et al. (1977) dans le bassin de la rivière South Nahanni suggèrent que cette limite date au moins du Pléistocène moyen. Ford (1976) a cartographié les limites de trois glaciations continentales dans le bassin de la rivière South Nahanni, dont deux ont été attribuées à des glaciations pré-sangamoniennes sur la foi de datations ^{230}Th/^{234}U sur spéléothèmes (fig. 2-7): la Glaciation de First Canyon (pré-illinoienne; >350 ka), la plus vaste des deux, et la Glaciation de Clausen, d'âge illinoien (145 ka). Ces glaciations, séparées par les interglaciaires de Grotte Valérie I et II, précédèrent l'Interglaciaire sangamonien.

Bassin du haut Mackenzie

Craig (1965) et Rutter et al. (1973) ont identifié, le long du Mackenzie et de ses tributaires, de nombreuses coupes contenant d'épaisses unités de sables et graviers intercalées entre des tills. À l'intersection de la rivière Ochre et des monts Franklin, trois tills séparés par des sables et des silts ont été observés par Rutter et al. (1973). Il n'est pas certain si tous les dépôts sous-jacents à une surface d'âge wisconsinien datent également du Wisconsinien, ou s'ils sont d'âge plus ancien, comme ce pourrait être le cas des sédiments du site de la rivière Ochre.

Versant est des monts Richardson

Catto (1986a, b) a décrit des sédiments d'âge probablement pré-wisconsinien dans les bassins des rivières Rat, Peel, Caribou et Snake. Des graviers fluviatiles altérés, qui ne contiennent pas de cailloux provenant du Bouclier canadien, existent le long des rivières Snake, Peel et Rat, et sont considérés comme étant d'âge préglaciaire. Des graviers fluviatiles plus frais, occupant une position stratigraphique plus élevée et contenant des cailloux du Bouclier, représentent vraisemblablement une glaciation ancienne. Le long de la rivière Snake, un diamicton, informellement

Tableau 2-7. Macrofossiles végétaux et arthropodes provenant de sédiments pléistocènes interglaciaires et interstadiaires, dans les îles Banks et Victoria (modifié d'après Matthews et al., 1986)[1]

Taxons	F. de Morgan Bluffs					F. de Cape Collinson			F. de Prince of Wales	
	MB[2]	ENR	DHB	IR	TR	ENR	DHB	DD	DR	GB
VÉGÉTAUX										
Characées										
Chara Nitella sp.			+ [3]							+
Bryophytes			+					+		+
Equisétacées										
Equisetum sp.	+	+			+	+				+
Selaginellacées										
*Selaginella sp.										+
Pinacées										
*Larix sp.			+							
Sparganiacées										
*Sparganium sp.	+	+				+				
Potamogétonacées										
*Potamogeton filiformis Pers.					+			+		+ +
*Potamogeton sp.	+	+	+		+	+				
Graminées										
Genre?								+		
Cypéracées										
Carex aquatilis Wahlenb.	+	+	+		+	+				+
Carex sp.	+	+	+		+	+	+	+	+	+
Carex maritima Gunn								+		
Kobresia sp.										?
*Scirpus sp.	+	+				+				
Joncacées										
Luzula sp.	+	+				+				
Salicacées										
Salix sp.	+	+	+		+	+		+		+ +
Bétulacées										
*Alnus sp.			?							
Betula glandulosa (type)			+		+	+				
*Betula sp.	+	+	+			+				
Polygonacées										
Oxyria digyna (L.) Hill										+
Caryophyllacées										
Cerastium sp.								+		
Melandrium apetalum (L.) Fenzl										+
Melandrium sp.					?					
Stellaria sp.	?	?				?				
Renonculacées										
Ranunculus sp.	+	+	+			+		+		
R. trichophyllus (type)			+					+		
*R. lapponicus L.	+	+				+	+			
Crucifères										
Draba (type)								+		
Genre?					+					
Rosacées										
Dryas sp.								+		
Dryas integrifolia Vahl		+	+		+ +	+		+		+
*Sibbaldia procumbens L.			+							
*Potentilla palustris (L.) Scop.			+					+		
Potentilla sp.			+		+			+		
*Rubus chamaemorus L.										
Légumineuses										
Genre?								+		
Haloragacées										
Myriophyllum sp.			+							
Hippuris sp.		+			+	+	+			
Empétracées										
Empetrum nigrum L.			+							
Éricacées										
Cassiope sp.										
Arctostaphylos alpina ruba (type)			+							+
Gentianacées										
*Menyanthes trifoliata L.	+	+	+		+	+				
Composées										
Taraxacum sp.								+		
ARTHROPODES										
BRYOZOAIRES										
Cristatella mucedo L.			+							
Genre?								+		
ARTHROPODES										
INSECTES										
HÉMIPTÈRES										
Miridae								+		
HOMOPTÈRES										
Cicadellidae										
Genre?									+	
COLÉOPTÈRES										
Carabidés										
Genre?			+							
*Carabus truncaticollis, Eschz.[3]	+									
*Notiophilus sp.	+	+		+		+				
*Elaphrus sp.	+	+		+		+			+	
*Elaphrus lapponicus Gyll.	+	+		+		+				
*Diacheila polita Fald.							+		+	
*Dyschirius sp.	+	+	+	+		+				+
*Dyschirius frigidus (type)									+	
Bembidion (Plataphodes) sp.			+							
Bembidion umiatense Lth.	+	+	+		+	+				
Bembidion sp.	+	+			+	+		+		
Pterostichus sp.	+	+	+	+		+				
*P. nearcticus Lth.	+	+		+		+				
P. (Cryobius) cf. kotzebuei Ball					+					
P. (Cryobius) ventricosus Eschz.	+		+		+					
*P. (Cryobius) brevicornis Kby.	+		+		+				+	
P. (Cryobius) sp.	+	+	+	+		+				+
*Pterostichus haematopus Dej.										+
Amara alpina Payk.	+	+		+	+	+				+

Tableau 2-7. (suite)

Taxons	F. de Morgan Bluffs					F. de Cape Collinson			F. de Prince of Wales	
	MB[2]	ENR	DHB	IR	TR	ENR	DHB	DD	DR	GB
Amara sp.	+	+		+		+		+		
Harpalus sp.			?							
·_Trichocellus mannerheimi_ Sahlb	+	+		+		+				
Dytiscides										
Genre?	+				+			+		+
Hudroporus sp.	+	+		+		+				
Agabus sp.	?	?		?		?				
Ilybius sp.	?	?		?		?				
Colymbetes sp.			+							
Gyrinides										
·_Gyrinus_ sp.										+
Hydrophilides										
Hydrobius sp.										+
Hydrenides										
Genre?	+									
Staphylinides										
Genre?	+	+	+	+		+				
Bledius sp.			+							
Omalines			+							
Olophrum sp.	+	+		+		+				
Olophrum latum Makl	+	+		+		+				
Macralymma brevilinque (type)	+	+		+	+	+				+
Stenus sp.	+	+		+		+			+	
·_Euaesthetus_ sp.		+							+ +	
Tachinus sp.	+		+							
Tachinus apterus Maklin					+					
Tachinus brevipennis Sahlb.	+	+		+		+				
·_Tachinus instabilis_ Maklin	+									
Aleocharines	+		+							
Genre?		+	+						+	
Silphides										
·_Silpha_ sp.										+
Leiodides										
Agathidium sp.										+
Genre?	+									
Byrrhides										
Genre?	+	+		+		+				
Simplocaria sp.					+					
Simplocaria remota Brown									+	
·_Morychus_ sp.								+		
·_Byrrhus_ sp.									+	
Coccinellides										
Scymnini								+		
Ceratomegilla sp.								+		
Curculionides										
Genre?			+							
Apion sp.	+	+		+		+				+
·_Lepidophorus lineaticollis_ Kirby	+	+	+	+		+				
·_Vitavitus_ sp.			+							
·_Vitavitus thulius_ Kiss	+	+	+	+	+	+				+
Hypera sp.			+					+		
Hypera diversipunctata Schrank			+							
·_Sitona_ sp.										?
·_Lepyrus_ sp.								+		
·_Notaris_ sp.	+	+		+	+	+				
Rhynchaenus sp.			+							
·_Cleonus_ sp.	+	+		+		+				
Ceutorhunchus sp.					+					
TRYCHOPTERES										
Famille?			+					+		+
LEPIDOPTERES										
Genre?			+		+					
DIPTERES										
Famille?			+					+		+
Tipulides										
Tipila sp.								+		
Chironomides										
Genus?	+	+	+	+		+		+		
Calliphorides								+		
HYMENOPTERES										
Famille?			+							
Symphyta										
Tenthredinides					+			+		
Ichneumonoides					+					
Genre?		+								
Diapriides					+					
Cynipoides										
Genre?								+		
CRUSTACES										
Cladocera										
Daphina sp.			+		+			+		+
Notostraca										
Lepiduris sp.			+		+					
Ostracoda										
Genre								+		
ARACHNIDES										
Acari										
Oribatei										
Genre?			+						+	
Aranees										
Lycosidae?			+						+	

1 Compilé à partir de rapports inédits de la CGC sur l'identification des macrofossiles et des arthropodes (Macrofossil and Arthropod identification Reports), par J.V. Matthews, Jr.; et de rapports inédits de la CGC sur l'identification du bois (Wood identification Reports), par R.J. Mott et L.D. Farley-Gill.

2 Hawk; IR = berges de la rivière «Ivitaruk»; TR = falaise de la rivière Thomsen; DD = falaises à proximité de la baie Deans Dundas; DR = falaise de la rivière Dissection; GB = falaises de la baie Graveyard; l'emplacement des falaises est donné à la figure 2-2a.

3 + = présent.

4 · = taxons qui n'existent probablement pas de nos jours dans l'île Banks ou l'île Victoria. S.A. Edlund (Commission géologique du Canada) confirme l'absence de plantes vasculaires.

Tableau 2-8. Fossiles de vertébrés quaternaires trouvés dans les Plaines intérieures septentrionales.

	Site (voir la fig. 2-2b)	Faune documentée*	Âge	Âge ^{14}C (années BP)	Référence ou collectionneur
A	Ruisseau Hungry	*Spermophilus* cf. *S. parryi*	Pleistocene		Hughes et al., 1981
		Dicrostonyx sp.	"		
		Lemmus sp.?			
		Microtus sp.?			
		Equus (Asinus) cf. *E. lambei*			
B	Île Herschel	*Canis familiaris*	Pleistocene		Harington, 1978
		Mammuthus sp.			
		Equus (Asinus) lambei		16 200 ± 150 (RIDDL-765)	
		Bison cf. *crassicornis*			
		?*Bootherium* sp.			
		Ovibos moschatus			
		Cetacea (genre et espèce indéterminés)	Avant le Wisconsinien inférieur		Harington, 1977
C	Mer de Beaufort (Immerk)	*Equus (Asinus) lambei*	Pléistocène		Harington, 1978
D	Chenal East (fleuve Mackenzie) · Tununuk	*Equus (Asinus) lambei*	Pléistocène		Harington, 1978
		Mammuthus cf. *primigenius*		19 440 ± 290 (I-8578)	
		Mammuthus sp.			Mackay, 1958
E	Île Richards	*Equus (Asinus) lambei*	Pleistocene		Harington, 1978
		Bison sp.			J-S Vincent
F	Tuktoyaktuk	*Bison crassicornis*?	Pleistocene		Mackay, 1958
G	Lacs Eskimo méridionaux	*Mammuthus* sp.	Pleistocene moyen		J-S Vincent et S.R. Dallimore
		Alces cf. *latifrons*			
H	Péninsule Nicholson	*Mammuthus* sp.?	Pleistocene		Mackay, 1958
		Bison sp.			C.R. Harington
I	Pointe Maitland	*Bison* sp.	Pleistocene		J-V Matthews
		Proboscidea cf. *Mammuthus* sp.			
J	Inlet à l'est de la pointe Maitland	*Proboscidea* cf. *Mammuthus* sp.	Pléistocene		J-S Vincent
K	Péninsule de Bathurst	*Mammuthus* sp.?	Pleistocene		Mackay, 1958
L	Îles Baillie	*Mammuthus primigenius*	Pleistocene		Harington, 1978
		Equus sp.			
		Rangifer tarandus			
		Bison sp.	Holocene	1810 ± 90 (I-5407)	Harington, 1980
		Saiga tatarica	Pleistocene		
		Ovibos moschatus			
		Balaena mysticetus			
		Phoca (Pusa) hispida			
		Ursus maritimus			
M	Rivière Masik (île Banks)	*Rangifer tarandus*	Pleistocene		Harington, 1978
N	Falaises de Morgan (île Banks)	*Dicrostonyx torquatus*	Pleistocene moyen		Vincent, 1983
		Lagopus sp.?			
O	Falaises de Duck Hawk (île Banks)	Os de mammifère indéterminé	Pleistocene moyen		J-S Vincent
P	Rivière Bernard (île Banks)	*Ovibos moschatus*	Pleistocene	> 34 000 (S-288)	Maher, 1968
Q	Ruisseau Ballast (île Banks)	*Proboscidea* cf. *Mammuthus* sp.	Pleistocene		L.V. Hills
R	Cap Wollaston (île Victoria)	*Balaena mysticetus*	Holocene inférieur	9285 ± 140 (S-2729)	J-S Vincent
S	À l'est du Cap Baring (île Victoria)	*Cetacea* (genre et espèce indéterminés)	Holocene inférieur	9780 ± 250 (S-2686) 8565 ± 220 (S-2687)	D.R. Sharpe
T	À l'est du lac Washburn (île Victoria)	*Cetacea* (genre et espèce indéterminés)	Holocene inférieur		D.R. Sharpe
U	Île Garry	*Ovibos moschatus*	Pleistocene		J-S Vincent
		Mammuthus sp.			
V	Île Sumner	*Equus (Asinus) lambei*	Pleistocene		J-S Vincent
W	Pointe Kay	*Mammuthus* sp.	Pléistocene		S.R. Dallimore
X	Baie Phillips	*Mammuthus* sp.	Pléistocene		S.R. Dallimore

*La plupart des spécimens ont été identifiés par C.R. Harington, Musées nationaux du Canada

appelé « till de Snake River », repose sous des sédiments fluviatiles contenant du bois daté à >39 000 BP (GSC-3697). Dans le bassin de la rivière Rat, des sédiments déposés dans un lac endigué par les glaces laurentidiennes à l'est sont également attribués à une avancée glaciaire ancienne. Ces sédiments sont surmontés de sédiments fluviatiles riches en matières organiques et d'origine présumément interglaciaire. Ils ont été déposés dans un environnement variant de la forêt boréale à la toundra ouverte, sous un climat plus chaud que le climat actuel. L'âge de ces dépôts est inconnu, mais des excréments fossiles autochtones trouvés dans la partie supérieure des sédiments fluviatiles ont un âge ^{14}C de >43 000 BP (GSC-3559).

Région du bas Mackenzie

Le long de la rivière Hare Indian et du fleuve Mackenzie, en aval de Fort Good Hope, Mackay et Mathews (1973) ont mesuré des coupes dans lesquelles des graviers de remblaiement de vallée, des sables, des silts et un till reposent sous les dépôts du Wisconsinien supérieur; certains de ces sédiments pourraient être antérieurs au Wisconsinien. En bordure de la rivière Hare Indian, par exemple, plus de 20 m de sables et de graviers sont surmontés de till et de sables sur lesquels des glaces se sont avancées. Quatre datations ^{14}C sur du bois contenu dans les sédiments intercalés entre les tills ont donné des âges non significatifs. Savigny (1989) a également remarqué la présence de sédiments argilo-sableux alluviaux et de sédiments sablo-graveleux deltaïques sous le till, le long de la rivière Great Bear.

Sur le versant nord des collines Caribou, le long du bras oriental (East Channel) (16) du fleuve Mackenzie, des sables, silts et argiles fluviatiles interstratifiés de tourbe forestière, affleurent sur une épaisseur atteignant 50 m (Mackay, 1963; Rampton, 1970, 1988). Comme il faut s'y attendre dans le cas d'une séquence fluviatile, les matériaux organiques enfouis sont typiquement allochtones. Les échantillons de tourbe ont donné un âge ^{14}C de >42 000 BP (L-522A), tandis que des échantillons de bois extrait de la tourbe ont donné un âge U/Th de >200 ka (UQT-149).

Mackay (1963), Fyles (1966) et Rampton (1972, 1988) ont décrit des coupes à l'extrémité sud des lacs Eskimo (5), dans la région de la pointe Portage, dans lesquelles environ 25 m de silts, de sables et d'argiles (celles-ci en quantités mineures) interstratifiés avec des lits de tourbe sont surmontés de graviers d'épandage fluvioglaciaire et, localement, de tills. Cette tourbe a un âge ^{14}C de >50 900 BP (GSC-329), et des échantillons de bois extrait de la tourbe ont donné un âge U/Th de >200 ka (UQT-188). Ces lits ressemblent à ceux du bras oriental du fleuve Mackenzie, au nord des collines Caribou. Les sédiments de la pointe Portage et du bras oriental ont peut-être été déposés par un proto-fleuve Mackenzie, possiblement au Pléistocène moyen.

Plaine côtière du Yukon

Fyles (1966), Naylor et al. (1972), Bouchard (1974), Johnson et al. (1976) et Rampton (1982) ont étudié les dépôts sous-jacents aux sédiments glaciaires de la Glaciation de Buckland, présumément d'âge wisconsinien inférieur, sur les côtes de la mer de Beaufort. Entre l'île Herschel et la pointe Sabine, le till recouvre d'épaisses séquences complexes de sables, de silts lités, d'argiles et de graviers (fig. 2-6e et tableau 2-5). Ces sédiments, habituellement déformés par glacitectonique (Mackay, 1959), contiennent des coquilles marines, des tourbes allochtones et autochtones, et du bois daté à >51 000 BP (GSC-151-2 et GSC-1798-2). Ces dépôts ont été mis en place dans des rivières, des estuaires et des mers peu à moyennement profondes; ils représentent typiquement une sédimentation en provenance des montagnes au sud.

Sous le till de la Glaciation de Buckland, à l'est de la pointe Sabine, et le long du cours inférieur des rivières Blow et Running, des sables et graviers non oxydés contenant des matières organiques recouvrent à maints endroits des sables et des graviers oxydés contenant des fentes de gel fossiles (Rampton, 1982). Les matériaux oxydés et non oxydés sont probablement les équivalents fluviatiles des épais dépôts marins et estuariens antérieurs au till à l'ouest de la pointe Sabine. Ces sédiments de la plaine côtière du Yukon sont importants, puisqu'ils pourraient représenter des conditions et des événements interglaciaires et interstadiaires (?) antérieurs au Wisconsinien (tableau 2-5). Cinq échantillons de bois trouvés sous le Till de Buckland ont donné des âges U/Th de plus de 120 ka.

Baie Liverpool et lacs Eskimo

Dans une vaste région qui comprend les îles en face du delta du Mackenzie, la péninsule Tuktoyaktuk, et les secteurs adjacents aux lacs Eskimo et à la baie Liverpool, un épais dépôt sableux, contenant un peu d'argiles et de graviers, est surmonté d'un till qui date présumément du Stade de Toker Point du Wisconsinien inférieur (Rampton, 1988; tableau 2-5). Ces dépôts ont été décrits par Mackay (1963), Fyles (1966, 1967), Fyles et al. (1972), Kerfoot (1969), Rampton (1970, 1972, 1974b), Rampton et Bouchard (1975) et Mackay et Matthews (1983).

Rampton (1988) a récemment proposé un cadre lithostratographique pour ces sédiments. Les sédiments de Kendall et les argiles de Hooper, trouvés à l'ouest du bras oriental du Mackenzie et probablement présents dans la péninsule Nicholson (13), sont composés d'argiles, de silts et de sables marins fossilifères. Ils sont surmontés de sédiments de la Formation de Kidluit, constitués de sables gris fluviatiles à stratification oblique et riches en débris organiques. Les études paléo-écologiques révèlent que leur mise en place remonte vraisemblablement à un interglaciaire caractérisé par un climat similaire ou plus doux que le climat actuel. Finalement, les sédiments de la Formation de Kittigazuit, constitués de sables bruns, sont bien exposés du côté sud de la baie Liverpool et dans l'île Richards. Selon Rampton (1988), ces sables bruns sont probablement des sédiments fluvioglaciaires déposés par des eaux de fonte glaciaire se déversant dans une mer dont le niveau atteignait 50 m (l'équivalent de la Mer de Harrowby, postérieure à la Glaciation de Mason River (?) dont il sera question plus loin). Par ailleurs, d'aucuns pourraient soutenir que les sables de la Formation de Kittigazuit sont d'origine éolienne et qu'ils appartiennent à un complexe dunaire fossilisé édifié pendant une période glaciaire, au moment où la plate-forme continentale de la mer de Beaufort était émergée. Une coupe composite (fig. 2-6d), basée sur des observations effectuées dans la région des lacs Eskimo, montre les unités qui peuvent être suivies de la péninsule Nicholson (13) jusqu'à la partie ouest de l'île

Richards. Il est probable que tous ces sédiments ont été déposés sur la plaine côtière par le proto-fleuve Mackenzie et par des rivières plus à l'est, soit sous forme d'épandages fluvioglaciaires, soit sous forme de dépôts non glaciaires pendant que le niveau marin était plus bas ou plus élevé. Ils ressemblent donc aux sédiments fluviatiles de la plaine côtière du Yukon. Le bois allochtone abonde dans ces couches, mais tous les âges obtenus sont non sifnificatifs (par ex. >36 000 BP - GSC-1281).

Après leur dépôt, la plupart de ces sédiments ont été déformés par des chevauchements glacitectoniques, notamment sur la péninsule Nicholson (13) (Mackay, 1956) et l'île Richards (Rampton, 1971a; Mackay et Matthews, 1983); des terrasses y ont été entaillées par les eaux de fonte au Wisconsinien inférieur et au Wisconsinien supérieur. Enfin, ils ont été déformés par la croissance et la désagrégation de nappes de glace massive dans le sol (Mackay, 1971; Rampton 1971b, 1974a).

Péninsule Bathurst et bassin inférieur de la rivière Horton

Comme l'indique la figure 2-7, une avancée glaciaire du Pléistocène moyen, appelée Glaciation de Mason River par Rampton (1988), est mise en évidence dans le sud-ouest de la péninsule Bathurst, tandis que presque tout le reste de la péninsule est présumé avoir échappé aux avancées glaciaires subséquentes. La limite d'extension de la Glaciation de Mason River tronque nettement la plaine d'érosion marine qui s'élève jusqu'à 75 m dans le nord de la péninsule Bathurst (Mer de Horton). Le long de la côte et des baies de la péninsule Bathurst, une épaisse suite sédimentaire, appelée Sédiments de Stanton par Rampton (1988) (fig. 2-6f), semble reposer en majeure partie sous la surface englacée. Un événement marin plus récent (Mer de Harrowby) a remanié le terrain glaciaire de Mason River jusqu'à une altitude de 50 m, dans lequel sont emboîtés des dépôts de type interglaciaire.

À moins d'une activité tectonique, la Mer de Horton est probablement une mer glacio-isostatique formée par suite d'événements glaciaires dont aucun indice n'a encore été découvert. Les sédiments de Kendall et les argiles de Hooper, dans les régions côtières de la péninsule Tuktoyaktuk, pourraient avoir été déposés dans cette même mer glaciaire. L'unité marine basale des Sédiments de Stanton fut probablement mise en place dans la Mer de Horton. Elle est surmontée de sables, de silts et d'argiles alluviaux qui contiennent des matières organiques, des horizons pédologiques et des fentes de gel fossiles, et qui ont été déposés sur une plaine alluviale en milieu périmarin et dans des mares de toundra durant un interglaciaire. Ces dépôts alluviaux sont à leur tour recouverts de sables marins et de graviers littoraux. Ce complexe pourrait représenter un long interglaciaire, caractérisé par des fluctuations du niveau marin et une activité thermokarstique intense, et antérieur à la Glaciation de Mason River. Par ailleurs, Rampton (1988) a reconnu des sables fins, riches en matières organiques et finement stratifiés, qui selon lui pourraient avoir été déposés durant la Glaciation de Mason River. Selon cette interprétation, les sables alluviaux et les graviers littoraux superposés remonteraient à l'événement marin postérieur à la Glaciation de Mason River.

Durant la Glaciation de Mason River (Rampton, 1988), les glaces qui s'écoulaient vers le nord-est ont enveloppé le sud-ouest de la péninsule Bathurst (fig. 2-7) et la Mer de Harrowby a submergé cette région jusqu'à 50 m d'altitude. Puis, des banquettes basses (jusqu'à 7 m d'altitude) ont été taillées dans les surfaces plus anciennes, probablement durant l'Interglaciaire sangamonien. Du bois flotté formant des paillasses sur ces banquettes a été daté à >36 000 BP (GSC-4075), à >38 000 BP (GSC-3759) et à >39 000 BP (GSC-3722). Ce bois s'est accumulé à une époque où le niveau marin était plus haut que le niveau actuel et où le bassin du fleuve Mackenzie ou celui de la rivière Horton devait être libre de glace, puisque ces cours d'eau ont transporté du bois flotté.

Dans le bassin inférieur de la rivière Horton, des lits pré-wisconsiniens sont également présents, mais peu d'observations y ont été effectuées jusqu'ici. Fulton et Klassen (1969) ont signalé la présence d'au moins trois tills au-dessus des graviers tertiaires le long d'un tributaire de la rivière Horton. L'inversion magnétique observée dans les tills inférieurs semble indiquer que ceux-ci remontent au Pléistocène inférieur (J-S. Vincent et R.W. Barendregt, inédit). De la tourbe, présumément d'origine interglaciaire, sous-jacente au till supérieur, a été datée à >41 000 BP (GSC-1100).

Glaciation du Wisconsinien

La plupart des quaternaristes s'entendent quant à l'identification des dépôts glaciaires wisconsiniens dans les Plaines intérieures septentrionales, mais ne s'accordent pas quant à leur âge à l'intérieur du Wisconsinien Certains prétendent que l'avancée la plus importante s'est produite au Wisconsinien inférieur, et que l'extension des glaces était plus restreinte au Wisconsinien supérieur; c'est d'ailleurs le scénario qui est illustré à la figure 2- 7. D'autres, par contre, estiment que l'avancée maximale du Wisconsinien a eu lieu au Wisconsinien supérieur, et qu'elle a été suivie localement d'une réavancée. À leur avis, ce qui est présenté à la figure 2-7 comme étant la limite d'extension glaciaire du Wisconsinien inférieur est plutôt celle du Wisconsinien supérieur, la limite plus récente correspondant alors à une réavancée. Par exemple, ce qui est considéré ici comme étant la limite du Wisconsinien supérieur a été attribué par Hughes (1987), à la Phase de Tutsieta Lake, réavancée glaciaire du Wisconsinien supérieur (fig. 2-7).

Dans le présent rapport, les événements attribués au Wisconsinien inférieur et supérieur sont traités séparément, et lorsqu'une controverse existe au sujet de l'âge des limites glaciaires, les différentes interprétations sont présentées. En l'absence de contrôle chronologique non équivoque, les âges attribués aux divers événements sont habituellement provisoires et dépendent dans une large mesure des préférences individuelles de l'auteur. La situation dans les Plaines intérieures septentrionales est comparable à celle existant dans toutes les autres régions situées à la périphérie de l'Inlandsis laurentidien (Vincent et Prest, 1987).

Glaciation du Wisconsinien inférieur

La figure 2-7 montre la limite proposée de l'avancée glaciaire du Wisconsinien inférieur, tandis que le tableau 2-5 présente la corrélation des événements glaciaires attribués à cette époque. Les péninsules Bathurst et Tuktoyaktuk, la majeure partie des îles Banks (fig. 2-8c) et Melville, le centre de la péninsule Prince Albert, et peut-être une

partie des monts Shaler et des hautes terres de Brock ont échappé à la glaciation. Le prolongement des limites glaciaires sous la mer et l'horizontalité des moraines terminales sur la terre ferme indiquent l'existence de plates-formes ou de courants glaciaires dans le golfe d'Amundsen et le détroit de M'Clure. Dans l'île Banks (Vincent, 1983) et le bassin inférieur du Mackenzie (Beget, 1987), les profils glaciaires reconstitués indiquent que les glaces du Wisconsinien inférieur et supérieur étaient minces et que leurs surfaces étaient caractérisées par des pentes faibles.

Île Banks

Les dépôts de l'île Banks attribués au Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen (tableaux 2-4 et 2-5) datent présumément du Wisconsinien inférieur (Vincent, 1978, 1982, 1983, 1984). Des lobes glaciaires provenant du golfe d'Amundsen, de l'île Victoria et du détroit de Viscount Melville se sont avancés sur les côtes de l'île Banks. Dans tous les cas, l'écoulement glaciaire était contrôlé par les passages interinsulaires, et la surface glaciaire accusait une pente faible.

Le Lobe de Prince of Wales, provenant du golfe d'Amundsen et de l'île Victoria, a d'abord atteint la partie méridionale de l'île Banks et, poursuivant sa progression vers le nord-ouest dans le détroit de Prince of Wales, il a atteint la côte orientale de l'île (fig. 2-8c). La surface de ce lobe glaciaire avait un gradient inférieur à 1 m/km. C'est durant cet épisode qu'a été mis en place le Till de Jesse, caractérisé par une couleur gris rosâtre, une teneur élevée en carbonates et un dense réseau de polygones à centre convexe. Des moraines terminales, et de spectaculaires plaines d'épandage fluvioglaciaire débordant sur des zones non englacées, marquent la limite glaciaire. De petits lacs de barrage glaciaire se sont formés, et durant la déglaciation, la côte orientale a été submergée jusqu'à une altitude d'environ 120 m par la Mer d'East Coast. La limite de la submersion marine intersecte le Till de Jesse et peut être suivie sans interruption sur une distance de 350 km.

Le Lobe de Thesiger, provenant du golfe d'Amundsen, a atteint la côte sud-ouest de l'île Banks après en avoir contourné les hautes terres de l'extrémité méridionale (fig. 2-8c). Ce lobe, dont le gradient de surface était inférieur à 3 m/km, a déposé le Till de Sachs, a édifié des moraines terminales et frontales et a endigué des lacs de barrage glaciaire dans les grandes vallées à la marge du glacier. Durant la déglaciation, les terrains adjacents à la baie Thesiger et toute la côte ouest non englacée de l'île Banks ont été submergés par la Mer de Meek Point jusqu'à une altitude d'environ 20 m. La limite de submersion, typiquement marquée par une falaise d'érosion marine, peut être suivie sur une distance de 250 km. Au sud-est de Sachs Harbour, une moraine bien développée, la Moraine de Sand Hills, longe la côte sur 25 km et surmonte le Till de Sachs à son extrémité sud-est. Elle a probablement été érigée par une réavancée glaciaire locale dans la baie Thesiger, postérieurement à une première phase de retrait du Lobe de Thesiger.

Le Lobe de Prince Alfred, issu du détroit de Viscount Melville, a empiété sur la côte nord de l'île Banks pendant qu'il s'avançait dans le détroit de M'Clure (fig. 2-8c). À l'est de la baie Mercy, de hautes falaises l'ont retenu dans le détroit, tandis qu'à l'ouest les glaces ont envahi la région côtière où elles ont édifié des moraines frontales et terminales. La limite d'extension de ce lobe glaciaire se trouve à une altitude relativement constante d'une centaine de mètres entre la baie Mercy et le ruisseau Ballast, preuve que le Lobe de Prince Alfred était probablement un courant glaciaire dans la partie occidentale du détroit de M'Clure. Des lacs proglaciaires ont inondé une bonne partie du versant nord de l'île Banks, et une mer postglaciaire a submergé les zones côtières jusqu'à une altitude d'environ 30 m après le retrait glaciaire.

Les lobes de Prince of Wales et de Thesiger étaient contemporains l'un de l'autre, puisque les eaux de fonte du premier ont édifié des deltas dans un lac glaciaire (Lac Masik) qui était endigué par le second. De même, les lobes de Prince of Wales et de Prince Alfred étaient également synchrones, puisque l'extension du lac glaciaire formé dans la vallée de la rivière Thomsen (Lac glaciaire Ivitaruk) était contrôlée par la présence simultanée des deux lobes dans le détroit de M'Clure et dans le bassin supérieur de la rivière Thomsen (tableau 2-4).

De l'avis de certains chercheurs (Mayewski et al., 1981; Denton et Hughes, 1983; Dyke, 1987), le Stade de M'Clure, tel que décrit ici, serait d'âge wisconsinien supérieur. Vincent préfère le placer dans le Wisconsinien inférieur, sans toutefois écarter la possibilité que ce stade, de même que le Stade de Russell qui lui a succédé, soit d'âge wisconsinien supérieur (Vincent, 1982, p. 228; 1983, p. 87). Des coquilles in situ de Portlandia arctica prélevées dans les falaises à l'est du ruisseau Mary Sachs (12) ont un âge ^{14}C de >37 000 BP (GSC-3698) et un âge U/Th de 92,4 ka (UQT-143), ce qui constitue peut-être le meilleur indice en faveur de la thèse de Vincent. Ces coquilles proviennent de sédiments glaciomarins proximaux de la Mer pré-Amundsen, et reposent immédiatement sous le Till de Sachs déposé par le Lobe de Thesiger (Stade de M'Clure de la Glaciation d'Amundsen; tableaux 2-4 et 2-5). Comme ces sédiments fossilifères renferment des inclusions du till sus-jacent, les glaces auraient atteint leur extension maximale à 1 km au nord du site, bien avant le Wisconsinien supérieur. Dans la vallée de la rivière Kaersok, dans le nord de l'île Banks, des mousses autochtones reposent sur des silts et sables glaciolacustres qui ont été déposés lors de la submersion du détroit de M'Clure par le Lobe de Prince Alfred. Ces mousses ont un âge ^{14}C de >41 000 BP (GSC-1088). Des coquilles d'Astarte sp. prélevées dans une flèche littorale soulevée édifiée dans la Mer de Meek Point ont été datées à >19 000 ans BP (GSC-1478). Les rapports d'acides aminés (aIle: Ile, fraction totale) mesurés sur six fragments de coquilles provenant d'un delta de la Mer d'East Coast varient de 0,04 à 0,09. Ces rapports diffèrent sensiblement de la moyenne de 0,19 obtenue sur des coquilles provenant des sédiments de la Mer Big (Pléistocène moyen), et de la moyenne de 0,02 obtenue pour la Mer de Schuyter Point (Wisconsinien supérieur et Holocène). Ces rapports indiquent que la Mer d'East Coast et le Lobe de Prince of Wales, qui lui est immédiatement subséquent, sont postérieurs au Sangamonien, mais nettement antérieurs au Wisconsinien supérieur. Une datation au ^{14}C à l'accélérateur exécutée sur ces coquilles a donné un âge de 24 730 ± 260 BP (TO-650), tandis qu'une datation U/Th a donné un âge de 46 ka (UQT-142). Ces âges devraient probablement être considérés comme des âges minimaux. Sur la foi de ces observations, entre autres, le Stade de M'Clure est considéré antérieur au Wisconsinien supérieur dans l'île Banks, mais on ignore si la glaciation s'est produite

durant l'étage 4 ou 5 de la stratigraphie isotopique océanique (Vincent et Prest, 1987).

Île Melville

Hodgson et al. (1984) et Vincent (1984) ont attribué le Till de Bolduc, d'origine continentale, trouvé dans le sud de la péninsule Dundas, ainsi que le Till de Liddon, trouvé dans le nord de la péninsule, au Stade de M'Clure du Wisconsinien inférieur. Ces tills ont probablement été déposés du côté nord du Lobe de Prince Alfred, tandis que les tills de Mercy et de Bar Harbour trouvés dans le nord de l'île Banks ont été déposés du côté sud du lobe. Des coquilles prélevées à la surface du Till de Bolduc ont été datées à >33 000 BP (GSC-727) et à 42 400 ± 1 900 BP (GSC-787), ce dernier étant préférentiellement considéré comme un âge minimal. Les plus anciens sédiments marins qui surmontent le till sans ambiguité sont datés à 11,7 ka (Hodgson, 1989). Selon Hodgson et al. (1984), ces deux échantillons pourraient être autochtones et, par conséquent, représenter un événement marin postérieur à la mise en place du till; il pourrait également s'agir de coquilles plus anciennes transportées par les glaces sous forme d'erratiques. Quoi qu'il en soit, si le Till de Bolduc et les tills du Lobe de Prince Albert sont corrélatifs, ces âges sont une autre preuve que le Stade de M'Clure est antérieur au Wisconsinien supérieur.

Île Victoria

La figure 2-7 montre que des glaces provenant essentiellement du sud-est ont envahi l'île Victoria à l'exception du centre de la péninsule Prince Albert, et peut-être aussi d'une partie des monts Shaler (Vincent 1982, 1983, 1984). Une limite glaciaire bien marquée peut être suivie autour du centre de la péninsule Prince Albert, mais non sur le terrain plus accidenté des monts Shaler. À une certaine époque, peut-être au Wisconsinien inférieur ou avant, les glaces se sont écoulées vigoureusement vers le nord-ouest, traversant les monts Shaler. Aucun indice attestant de l'existence de glaciers locaux n'a encore été découvert dans les monts Shaler (D.A. Hodgson, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1984). Une bonne partie du nord-ouest de l'île Victoria a peut-être échappé à la glaciation du Wisconsinien supérieur, de sorte que les dépôts glaciaires du Wisconsinien inférieur devraient normalement constituer les unités de surface dans ces zones non englacées (fig. 2-7).

La composition et la morphologie superficielle du till à proximité du détroit de Prince of Wales ressemblent à celles du Till de Jesse (Stade de M'Clure) trouvé dans l'est de l'île Banks; de toute évidence, ce dernier till a été déposé par le Lobe de Prince of Wales, comme il en a été question précédemment.

Des sédiments riches en végétaux fossiles, sur lesquels ont été obtenus des âges ^{14}C de >32 400 BP (GSC-388), de >37 000 BP (GSC-3613) et de >38 000 BP (GSC-3592) et un âge U/Th de 71,8 ka (UQT-230), séparent le till du Wisconsinien supérieur d'un till plus ancien près de la baie Graveyard (8), dans le sud de la péninsule Diamond Jenness (fig. 2-6g). Les deux tills sont d'un brun rougeâtre, couleur typique des tills wisconsiniens dans le sud-ouest de l'archipel arctique. La mise en place du till inférieur pourrait donc dater du Wisconsinien inférieur, et l'unité riche en matières organiques, du Wisconsinien moyen. D'autres études devront être menées pour confirmer la chronologie de ce site extrêmement important.

Région au sud du golfe d'Amundsen

Ce même lobe glaciaire qui provenait du continent et qui s'avançait dans le golfe d'Amundsen, atteignant les côtes est et sud-ouest de l'île Banks durant le Stade de M'Clure, a également atteint la côte du continent, où il est entré en coalescence avec des glaces qui s'écoulaient vers le nord-ouest en provenance de la région du Grand lac de l'Ours. Ces glaciers étaient probablement trop minces pour recouvrir les hautes terres de Brock et la péninsule Bathurst (fig. 2-7; Vincent, 1984).

La limite glaciaire du Wisconsinien inférieur, qui n'est établie que provisoirement sur le pourtour des hautes terres de Brock, correspond à la limite supérieure d'une ceinture morainique sise à une altitude d'environ 600 m (Fulton et Klassen, 1969). Au-dessus de cette ceinture morainique, le terrain est constitué de collines jonchées de blocaille et qui, comme il a été mentionné auparavant, ont peut-être été englacées pour la dernière fois au Pléistocène moyen. La limite au nord de 69°N a été décrite initialement par Klassen (1971a) comme étant la « limite approximative de la glaciation du Wisconsinien supérieur »; Hughes (1987), quant à lui, attribue la limite observée sur le versant ouest des hautes terres de Brock à la Phase de Tutsieta Lake du Wisconsinien supérieur. D'après l'interprétation de photographies aériennes, Vincent (1984) a conclu à l'existence de deux limites glaciaires distinctes sur le pourtour des hautes terres de Brock. La limite supérieure, voisine de 600 m d'altitude, a été attribuée provisoirement au Wisconsinien inférieur, tandis que la limite inférieure (<300 m au nord) marquerait la limite d'une nappe de till beaucoup plus fraîche et daterait du Wisconsinien supérieur. Par ailleurs, St-Onge (1987), sur la foi de levés effectués dans la région à l'est des hautes terres de Brock, est d'avis que les deux zones morphosédimentologiques décrites ci-dessus datent probablement du Wisconsinien supérieur et que les différences observées tiennent aux différences de régime d'écoulement glaciaire plutôt qu'à l'âge.

Les falaises bordant la côte est de la péninsule Bathurst ont bloqué la progression vers l'ouest du lobe glaciaire (plate-forme glaciaire?) occupant le golfe d'Amundsen, tandis que les glaces s'écoulant vers le nord-ouest en provenance du Grand lac de l'Ours se sont immobilisées un peu au nord de la rivière West et ont été confinées dans l'ouest du bassin de la rivière Anderson (Stade de Toker Point de Rampton, 1988; fig. 2-7).

La limite glaciaire du Wisconsinien inférieur est estimée correspondre à celle que Klassen (1971a) a cartographiée comme étant la « limite approximative de la glaciation wisconsinienne » au sud de 70°N. C'est celle que Fyles et al. (1972) ont considéré comme étant « l'extension maximale de la glaciation laurentidienne » et que Rampton (1981a) a d'abord identifié sur ses cartes comme étant la « limite glaciaire du Wisconsinien inférieur (?) », et plus tard (Rampton, 1988) comme étant la limite du Stade de Franklin Bay sur la côte est de la péninsule Bathurst, au nord de 70°N. À l'ouest de la péninsule, la limite est située du côté ouest du bassin de la rivière Anderson. Sur la côte occidentale de la baie Franklin, la limite est d'aspect classique : une étroite zone de till et de dépôts fluvioglaciaires longe les falaises abruptes; à l'ouest, de larges chenaux

d'épandage fluvioglaciaire, encaissés dans les terrains non englacés, se raccordent aux terrasses des vallées fluviales. Plus tard, en se retirant dans le golfe d'Amundsen, les glaces ont édifié de grands systèmes de moraines frontales qui sont orientées vers le nord dans la partie orientale de la péninsule Parry (Mackay, 1958).

Dans la péninsule Bathurst et à l'embouchure de la rivière Mason, des sables et des graviers, qui sont probablement des sédiments fluvioglaciaires distaux provenant des glaces du golfe d'Amundsen, recouvrent des sédiments qui contiennent du bois flotté et dont proviennent les âges ^{14}C non significatifs déjà mentionnés à propos des événements pré-wisconsiniens. Des brindilles fragiles de saule, prélevées dans des sables de terrasse à stratification oblique qui sont postérieurs à l'avancée glaciaire, ont été datés à 33 800 ± 800 BP (GSC-1974). Cette datation semble confirmer l'âge wisconsinien inférieur attribué aux glaces ayant occupé la dernière fois ces zones côtières.

Zone au sud de la mer de Beaufort et à l'est du fleuve Mackenzie

Des glaces en provenance de la région située au nord du Grand lac de l'Ours ont atteint la mer de Beaufort à l'embouchure du fleuve Mackenzie, et ont empiété sur la partie sud de la péninsule Tuktoyaktuk (fig. 2-7), où des chevauchements d'origine glacitectonique remanient des sédiments plus anciens dans le secteur de la péninsule Nicholson (Mackay, 1956). Rampton (1981b,c) a cartographié la limite glaciaire dans la péninsule Tuktoyaktuk et l'a attribuée (Rampton, 1988) au Stade de Toker Point. En général, les placages de till et les dépôts fluvioglaciaires sont enboîtés dans les sédiments antérieurs, fluviatiles (Formation de Kidluit) et deltaïques ou éoliens (Formation de Kittigazuit) dans la péninsule Tuktoyaktuk. Par suite d'une vigoureuse activité thermokarstique, les dépôts glaciaires sont généralement déformés sinon complètement remaniés, mais les erratiques associés sont bien évidents dans cette région où tous les sédiments sous-jacents sont fins. À partir de la pointe Toker, juste au nord-est de la baie Kugmallit, les glaces se sont avancées dans la mer de Beaufort, recouvrant ainsi l'embouchure du fleuve Mackenzie. Durant la déglaciation, la région était isostatiquement déprimée, de sorte que des sédiments marins fossilifères (Membre de Garry Island de Rampton, 1988) peuvent y être trouvés par endroits. Les âges ^{14}C déterminés sur des fragments de coquilles suggèrent que l'avancée glaciaire du Stade de Toker Point est antérieure au Wisconsinien supérieur (>35 000 BP (GSC-562) dans l'île Garry et >37 000 BP (GSC-690) au sud de l'île Kendall). Cette inférence est corroborée par des datations récentes sur des coquilles probablement in situ, recueillies par l'auteur au-dessus du Till de Toker Point dans l'île Garry (43 550 ± 470 BP, TO-796; aIle/Ile = 0,017) et au sud de l'île Kendall (48 000 ± 1 100 BP, RIDDL-801; aIle/Ile = 0,032). Il est difficile d'estimer l'altitude de la limite marine, mais Kerfoot (1969) a observé de possibles lignes de rivage jusqu'à 46 m d'altitude dans l'île Garry. Les épandages proglaciaires associés à ce stade, notamment dans la péninsule Tuktoyaktuk, appartiennent aux sables du cap Dalhousie (Rampton, 1988). Plusieurs morceaux de bois allochtones, présents dans bien des cas dans des sédiments fluviatiles et autres sédiments postérieurs au Stade de Toker Point, ont donné des âges ^{14}C non significatifs. En outre, plusieurs âges du Wisconsinien supérieur ont été obtenus sur les sédiments postérieurs aux dépôts du Stade de Toker Point, le plus vieux étant de 17 860 ± 260 BP (GSC-241) pour une tourbe autochtone surmontant un till qui a été basculé par la croissance du pingo Ibyuk, près de Tuktoyaktuk.

Plaine côtière du Yukon

À l'ouest du fleuve Mackenzie, les glaces du Stade de Toker Point, en provenance de la vallée du Mackenzie, se sont avancées dans la mer de Beaufort, débordant sur la plaine côtière du Yukon (fig. 2-7). La limite et les dépôts associés à cet événement, nommé Glaciation de Buckland, ont été cartographiés par Rampton (1982). La limite glaciaire passe d'une altitude de quelque 1 000 m au sud-ouest d'Aklavik, dans les monts Richardson, à une altitude voisine du niveau marin à l'ouest de l'île Herschel. La limite glaciaire, marquée à maints endroits par des deltas et des terrasses de kames, est bien visible (fig. 2-10). Des travaux de terrain menés en 1985 ont montré que le Membre de Flaxman (glaciomarin) de la Formation de Gubik, daté à 75 ka, dans la plaine côtière de l'Alaska (Carter et al., 1986), longe vers l'est la plaine côtière du Yukon jusqu'à Komakuk Beach au moins (35 km à l'est de la frontière alaskienne). Le Membre de Flaxman pourrait représenter un faciès glaciomarin distal de l'avancée glaciaire de Buckland. Si tel est le cas, et en raison de l'âge assigné en Alaska, la Glaciation de Buckland daterait de la fin de l'étage isotopique 5. Les âges minimaux les plus anciens de cette glaciation sont 22 400 ± 240 BP (GSC-1262), obtenu sur des fragments de fossiles végétaux autochtones prélevés dans une mare formée sur des sédiments glaciaires près de la pointe Stokes, et 14 400 ± 180 BP (GSC-1792), obtenu sur des tourbes prélevées dans un dépôt de mare dans une falaise à l'ouest de la pointe Sabine.

Selon Rampton (1982), une pause ou une réavancée majeure, appelée Phase de Sabine de la Glaciation de Buckland, s'est produite durant la déglaciation. Témoins de ces événements sont les vastes complexes de dépôts fluvioglaciaires et morainiques, souvent déformés par des chevauchements glacitectoniques, le long de la côte entre les pointes Kay et King.

Région à l'ouest du fleuve Mackenzie

Les limites d'avancée glaciaire sur les versants inférieurs des monts Mackenzie et Richardson suscitent une vive controverse (Hughes et al., 1981; Prest, 1984). Ces limites ne sont pas facilement visibles sur les pentes abruptes, où des variations importantes de l'épaisseur des glaces n'entraînent que des variations mineures de l'extension glaciaire. Comme il y a des indices selon lesquels les glaces continentales auraient atteint leur limite maximale de tous les temps le long du front montagneux, au moins localement, durant la dernière partie de la glaciation wisconsinienne (Hughes et al., 1981; Catto, 1986b), cette région sera présentée plus loin, avec les événements du Wisconsinien supérieur. Toutefois, étant donné les indices d'une extension glaciaire limitée durant le Wisconsinien supérieur dans la plaine côtière de l'Arctique, la figure 2-7 représente arbitrairement la limite d'extension glaciaire la plus étendue dans cette région comme étant celle du Wisconsinien inférieur.

Interstade wisconsinien

Des dépôts organiques datés au ^{14}C, prélevés à quelques endroits dans les Plaines intérieures septentrionales (tableau 2-3), et sus-jacents à des matériaux présumément du Wisconsinien inférieur, indiquent qu'un interstade a précédé le Wisconsinien supérieur (>23 ka).

Dans la vallée de la rivière Kaersok située dans l'île Banks, des mousses autochtones plus récentes que le Till de Bar Harbour ont été datées à >41 000 BP (GSC-1088). Au ruisseau Dissection (14), des tourbes autochtones, également postérieures à l'avancée du Lobe de Prince Alfred durant le Stade de M'Clure, ont été datées à >39 000 BP (GSC-2819) et 49 100 ± 980 BP (GSC-2375-2). Les restes d'arthropodes trouvés dans ces tourbes indiquent un climat plus chaud que le climat actuel (Matthews et al., 1986). À l'île Victoria, les dépôts organiques sous-jacents à un till du Wisconsinien supérieur dans une coupe (8) discutée précédemment (fig. 2-6g) pourraient également être d'origine interstadiaire. Les restes d'arthropodes et les macrorestes végétaux présents dans les divers dépôts organiques indiquent des conditions semblables aux conditions actuelles.

À l'est du fleuve Mackenzie, dans la plaine côtière de l'Arctique, plusieurs morceaux de bois allochtones ont été

Figure 2.10. Limite de la Glaciation de Buckland au Wisconsinien inférieur dans la Plaine côtière du Yukon (d'après Rampton, 1982). Cliché A24123-129 de la Photothèque nationale de l'air.

datés au ^{14}C. Toutefois, le seul âge significatif (33 800 ± 880 BP, GSC-1974) obtenu sur des matériaux non redéposés provient d'une terrasse édifiée postérieurement au Stade de Toker Point le long de l'inlet Cy Peck, dans la péninsule Bathurst.

Dans la partie non englacée de la plaine côtière du Yukon, à l'ouest de l'île Herschel, des fragments de plantes et de mousses provenant d'une terrasse construite dans la rivière Malcolm ont été datés à 34 600 ± 1 480 BP (GSC-1900); les macrorestes végétaux provenaient de plantes encore en existence dans la région. Enfin, dans une coupe au ruisseau Hungry (9) (fig. 2-6h), des sédiments fluviatiles et deltaïques sous-jacents à un till sont probablement d'origine interstadiaire. Les macrorestes végétaux et les insectes trouvés dans ces lits, qui renferment du bois daté à 36 900 ± 300 BP (GSC-2422), indiquent un climat comparable au climat actuel ou un peu plus chaud (Hughes et al., 1981).

Glaciation du Wisconsinien supérieur

La limite glaciaire proposée au Wisconsinien supérieur est présentée à la figure 2-7, tandis que les événements glaciaires de cet âge sont mis en corrélation au tableau 2-5, et les formes et dépôts édifiés au cours de cet intervalle glaciaire sont illustrés aux figures 2-4a-c. La limite indiquée correspond à la position minimale de la marge glaciaire (voir Prest, 1984), de sorte que la majeure partie de l'île Banks et le nord-ouest de l'île Victoria, ainsi que de vastes étendues sur le continent au sud de la mer de Beaufort et du golfe d'Amundsen, sont présumés avoir échappé à la glaciation à cette époque. Toutefois, une plate-forme glaciaire était présente dans le détroit de Viscount Melville (Hodgson et Vincent, 1984b) et peut-être aussi dans l'est du golfe d'Amundsen. Sur le continent et dans l'île Victoria, l'écoulement glaciaire était dirigé vers l'ouest et le nord-ouest à partir du Secteur de Keewatin de l'Inlandsis laurentidien.

Bassin supérieur du Mackenzie

Dans le bassin supérieur du fleuve Mackenzie, les glaces s'écoulaient vers l'ouest jusqu'aux monts Mackenzie qui les ont fait dévier vers le nord dans la vallée du Mackenzie et vers le sud dans la vallée de la rivière Liard (Craig, 1965; Rutter et Boydell, 1973). Un till pierreux à matrice silto-argileuse couvre presque toute la région, y formant généralement une plaine de till fuselé ou non. Selon Rutter (1974), la limite glaciaire du Wisconsinien supérieur, marquée à maints endroits par des chenaux fluvioglaciaires, atteint une altitude d'environ 1 525 m à l'ouest du chaînon Nahanni et de 1 295 m dans la région du lac Wrigley. Par ailleurs, dans le bassin de la rivière South Nahanni, Ford (1976) a corrélé la limite de Rutter avec celle de la Glaciation de Clausen, d'âge illinoien, et a placé la limite de la Glaciation de Jackfish (Wisconsinien supérieur) à l'ouest du chaînon Nahanni, à une altitude de 800 m. La limite minimale proposée par Ford (1976) est indiquée à la figure 2-7.

Une récente interprétation détaillée de photographies aériennes prises dans les monts Mackenzie donne une meilleure idée de l'extension des glaces laurentidiennes et de leurs relations avec les glaciers de montagne. Hughes et Duk-Rodkin (1987) ont montré que, pendant que les glaces continentales s'appuyaient sur les chaînons Canyon des monts Mackenzie, des langues glaciaires remontaient sur plus de 40 km les vallées des rivières Keele, Mountain et Arctic Red. Dans les vallées des rivières Keele et Mountain, les glaciers de montagne n'étaient pas en confluence avec l'Inlandsis laurentidien, mais tout indique que dans les bassins des rivières Arctic Red, North Redstone et Redstone, les glaciers de vallée sont devenus confluents avec les glaces continentales après que celles-ci eurent commencé à se retirer de leur limite maximale.

De façon générale, le retrait glaciaire s'est effectué vers le nord-est et l'est (Craig, 1965), permettant ainsi l'expansion vers l'est des lacs glaciaires formés dans les vallées au cours du maximum glaciaire. Les glaces ont stagné sur les terrains plus élevés du plateau de Horn et sur les plateaux au sud du fleuve Mackenzie et y ont formé un modelé bosselé et des moraines frontales. Le Lac glaciaire McConnell (Craig, 1965) a recouvert une grande partie du bassin de la rivière Liard et du bassin méridional du Mackenzie, puis s'est étendu au sud de 60°N dans les vallées des rivières des Esclaves et de la Paix et dans les vastes basses terres adjacentes au Grand lac des Esclaves, au Grand lac de l'Ours et au lac Athabasca (fig. 2-4a), laissant par endroits d'épais dépôts glaciolacustres (voir aussi Dyke et Dredge, 1989).

Selon Craig, le Lac glaciaire McConnell ne s'est pas étendu au nord de l'embouchure de la rivière Liard dans la vallée du Mackenzie, mais Rutter et al. (1973), Hughes et al. (1973), Mackay et Mathews (1973) et Savigny (1989) ont signalé la présence d'importants dépôts lacustres partout dans la vallée. La relation entre ces événements, conduisant à la formation de plans d'eau, et le Lac glaciaire McConnell est toutefois inconnue. Le mécanisme par lequel le Lac glaciaire McConnell a été endigué dans le bassin du Mackenzie est encore mal compris, mais Craig (1965) suggère que le relèvement isostatique différentiel pourrait y avoir joué un rôle. Ses données sur l'altitude des lignes de rivage semblent lui donner raison, car elles indiquent un gauchissement ascendant vers l'est. Les relations entre le Lac McConnell et les autres lacs formés le long de la marge occidentale et méridionale du glacier en voie de retrait au Wisconsinien supérieur, dans la région de la rivière de la Paix au sud (Prest, 1970) et dans la région de la rivière Coppermine à l'est (St-Onge, 1980), ne sont guère mieux connues. Elson (1967) suggère que les eaux associées à la Phase Campbell du Lac glaciaire Agassiz se déversaient vers l'ouest dans le Lac McConnell, mais Christiansen (1979) affirme pour sa part que le Lac Agassiz n'a pas atteint le déversoir Clearwater, car les sédiments lacustres ne s'étendent pas aussi loin vers l'ouest.

Des débris organiques sus-jacents aux sédiments glaciolacustres et au till près de l'embouchure de la rivière Great Bear ont été datés à 10 600 ± 260 BP (GSC-2328). C'est l'âge minimal le plus ancien obtenu jusqu'ici pour la déglaciation et la vidange du Lac glaciaire McConnell dans cette région.

Région entre les monts Richardson et la plaine Anderson

Dans cette région, les glaces descendaient la vallée du Mackenzie vers le nord et le nord-ouest (fig. 2-7). À l'ouest du Mackenzie et au nord des monts Mackenzie, la limite glaciaire se confond avec ce que Hughes (1972) a initialement cartographié comme étant la « limite des glaces laurenti-

diennes au Wisconsinien ». Au nord de 68°N, dans la région du bras occidental, (West Channel) du Mackenzie, elle suit la limite glaciaire du Wisconsinien supérieur (Stade de Sitidgi Lake), telle qu'indiquée par Rampton (1982, 1988). La limite s'abaisse depuis environ 500 m dans la région de la rivière Snake jusqu'à 120 m à l'ouest d'Aklavik, puis au niveau de la mer près de la baie Shallow. Selon Hughes (1972), ces limites glaciaires sont marquées par des moraines bien fraîches qui contrastent nettement avec les modelés glaciaires très adoucis qui sont situés au-delà des limites. À l'est du fleuve Mackenzie, la marge glaciaire mise en évidence par plusieurs moraines terminales bien développées a un tracé symétrique par rapport à celui de la marge à l'ouest du Mackenzie. Toujours au nord de 68°N (fig. 2-7), la limite suit la « limite glaciaire du Wisconsinien supérieur » de Rampton (1980). De 68°N jusqu'au lac Yeltea, elle coïncide avec la Moraine de Tutsieta Lake (fig. 2-11), attribuée à la Phase de Tutsieta Lake et désignée ainsi par Hughes (1987). Pour Hughes et al. (1981), cette limite glaciaire n'est pas celle du Wisconsinien supérieur, mais correspond plutôt à une pause durant le retrait de l'Inlandsis laurentidien au Wis-

Figure 2.11. Limite de l'avancée glaciaire durant le Stade de Sitidgi Lake au Wisconsinien supérieur, dans la région du lac Tutsieta, district de Mackenzie (modifié de Hughes, 1987). Cliché A21585-191 de la Photothèque nationale de l'air.

consinien supérieur; selon eux, la limite du Wisconsinien supérieur se trouve plus à l'ouest, à la position maximale de la limite glaciaire de tous les temps, et à la position considérée par Rampton (1988) comme étant la limite du Stade de Toker Point (Wisconsinien inférieur) dans la plaine côtière de l'Arctique. Hughes et al. (1981) et Catto (1986b) ont placé la marge glaciaire du Wisconsinien supérieur beaucoup plus à l'ouest que la limite proposée par Rampton, sur le versant oriental de la Cordillère, dans le bassin supérieur de la rivière Rat. À cette position, la marge glaciaire pouvait bloquer l'écoulement des eaux du bassin de la rivière Porcupine par le col McDougall, de façon à détourner l'écoulement vers l'ouest et former des lacs dans les bassins du Yukon non englacé (pour une étude de ces lacs, voir Hughes et al., 1989). Dans la haute vallée de la rivière Rat, des sédiments lacustres proglaciaires surmontent un till attribué au Wisconsinien supérieur (Catto, 1986a). Des débris organiques provenant de ces sédiments lacustres ont été datés à 21 300 ± 270 BP (GSC-3371) et 21 200 ± 240 BP (GSC-3813). Selon Catto, ces âges ^{14}C indiquent que le lac, qui était endigué par une avancée majeure des glaces continentales jusqu'au front des monts Richardson, a existé au moins jusqu'à 21,2 ka. Au ruisseau Hungry (9) (fig. 2-6h), bien à l'ouest de la limite du Wisconsinien supérieur indiquée à la figure 2-7, du bois allochtone provenant de sédiments sous-jacents au till a été daté à 36 900 ± 300 BP (GSC-2422), suggérant que le till susjacent et les glaces qui l'ont déposé (Glaciation de Hungry Creek de Hughes et al., 1981; tableau 2-5) datent du Wisconsinien supérieur. La Glaciation de Hungry Creek a probablement eu lieu au tout début du Wisconsinien supérieur, car il semble que le maximum glaciaire ait été atteint entre 25 ka (âge maximal obtenu par la datation d'une défense de mammouth trouvée dans des alluvions sous-jacentes aux argiles glaciolacustres du bassin de la rivière Bluefish au Yukon; voir Morlan, 1986) et 16 000 ± 420 BP (GSC-2690) ou 15 200 ± 230 BP (GSC-2758) (datations basales sur des carottes de sédiments lacustres prélevées en deçà de la limite maximale de la Glaciation de Hungry Creek; voir Ritchie, 1982). Cette position extrême des glaces au Wisconsinien supérieur est apparemment incompatible avec les données provenant de la plaine côtière de l'Arctique et corroborant la limite indiquée à la figure 2-7. Les raisons pour lesquelles les stades de Toker Point et de Franklin Bay sont interprétés comme antérieurs au Wisconsinien supérieur ont été mentionnées plus haut (âges ^{14}C non significatifs sur des coquilles et du bois postérieurs à l'avancée glaciaire; voir le tableau 2-3). De plus, la côte n'a pas subi de subsidence glacio-isostatique depuis au moins 48 200 ± 1 100 BP (RIDDL-801). Si les glaces du Wisconsinien supérieur avaient atteint la limite proposée par Hughes et al. (1981), elles auraient également recouvert la majeure partie de la côte de la mer de Beaufort et entraîné la submersion de la côte par enfoncement isostatique. Or, les données extracôtières montrent que la plate-forme continentale était émergée jusqu'à au moins 140 m sous le niveau marin actuel vers 27 ka (datations au ^{14}C sur carottes; voir le tableau 2-3), et qu'elle est en submersion depuis ce temps (Hill et al., 1985). Il ressort de l'analyse ci-dessus que l'hypothèse d'une importante avancée glaciaire sur le versant oriental de la Cordillère pose des problèmes pour la reconstitution des événements dans la plaine côtière de l'Arctique, tandis qu'un englacement plus réduit dans la plaine côtière de l'Arctique rendrait difficile la reconstitution des événements sur le versant oriental de la Cordillère. Une solution possible consiste à envisager trois avancées wisconsiniennes, dont la plus ancienne (Wisconsinien inférieur) correspondrait au Stade de Toker Point et à la Glaciation de Buckland, et la plus récente à la Phase de Tutsieta Lake (fin du Wisconsinien supérieur). L'avancée intermédiaire, qui se situerait à la fin du Wisconsinien moyen ou au début du Wisconsinien supérieur, correspondrait aux limites de la Glaciation de Hungry Creek, et peut-être de la Phase Sabine de Rampton (1982) dans la plaine côtière du Yukon, et à la limite située juste au nord des lacs Eskimo méridionaux, que Fyles et al. (1972) ont cartographiée comme étant une « autre (sic) limite possible de la glaciation wisconsinienne classique à l'est des collines Caribou ». Malheureusement, l'absence de bonnes données chronologiques ne permet pas de trancher la question.

Le lobe qui occupait la vallée inférieure du Mackenzie au Wisconsinien supérieur (fig. 2-7) s'est retiré vers le sud-est après avoir atteint sa limite, laissant de grands chenaux fluvioglaciaires ou des moraines, telles la Moraine de Tutsieta Lake ou les moraines entourant les collines Grandview. Des lacs de barrage glaciaire se sont formés dans les vallées en marge de ce lobe et dans la vallée du Mackenzie (Hughes et al., 1973; Mackay et Mathews, 1973). Des zones de moraines bosselées, comme celle au nord de la rivière Arctic Red, ont également été édifiées. Des datations au ^{14}C provenant de l'extrémité nord du lobe indique que le retrait glaciaire était en cours vers 13 ka (GSC-1784-2, -1995, et -3387, tableau 2- 3) et peut-être dès 15 500 ± 440 BP (GSC-3646, tableau 2-3) s'il faut en croire une datation récente. Vers 12 400 ± 120 BP (GSC-3691), les glaces s'étaient déjà retirées du bassin supérieur de la rivière Caribou (Catto, 1986b). À l'extrémité sud du lobe, le retrait glaciaire dans la région située près de l'embouchure de la rivière Mountain et la vidange du lac glaciaire occupant la vallée du Mackenzie ont eu lieu avant 11 530 ± 170 BP (I-3734). La figure 2-12 illustre la position hypothétique des marges glaciaires durant le retrait.

Figure 2.12. Positions hypothétiques de la marge glaciaire durant le retrait du Wisconsinien supérieur, dans les Plaines intérieures septentrionales (à 13, 12, 11 et 10 ka)

Région à l'est du fleuve Mackenzie et au sud du golfe d'Amundsen

La figure 2-7 montre la limite du Stade de Sitidgi (Wisconsinien supérieur) à l'est du Mackenzie et au sud du golfe d'Amundsen. Les glaces en provenance du Grand lac de l'Ours s'écoulaient vers le nord-ouest; les dépressions topographiques, comme la vallée supérieure de la rivière Anderson, la vallée de la rivière Hornaday et le détroit de Dolphin and Union, ainsi que les hauts plateaux situés dans le bassin supérieur de la rivière Horton et au sud des hautes terres de Brock, contrôlaient les directions de l'écoulement glaciaire. À l'est du fleuve Mackenzie et vers le nord-est jusqu'au sud de la péninsule Parry, et autour du bassin supérieur de la rivière Horton, la limite glaciaire suit la limite de la Phase de Tutsieta Lake proposée par Hughes (1987). Au sud-est de la péninsule Parry, la limite du Wisconsinien supérieur rejoint la limite inférieure entourant les hautes terres de Brock; les glaces sont présumées ne pas avoir atteint le golfe d'Amundsen. Ce scénario ressemble à celui de Mackay (1958), qui a tracé la limite de la « dernière avancée glaciaire » qu'il a appelée « Lobe glaciaire du Grand lac de l'Ours ». Comme l'a décrit Craig (1960), le front glaciaire se retirait généralement vers le sud-est en direction du Bouclier canadien, mettant en place d'imposants complexes morainiques frontaux et déposant sur de grandes étendues une moraine bosselée et des sédiments juxtaglaciaires (fig. 2-4a,b). Les modelés morainiques de glace morte sont particulièrement proéminents au nord et au nord-ouest du bras Smith du Grand lac de l'Ours (Mackay, 1960; Hughes, 1987). Le complexe morainique le mieux développé est la Moraine de Kelly Lake, qui s'étend au nord-est du chaînon Norman (fig. 2-7; Hughes, 1987). La déglaciation de la région située à l'ouest de cette moraine, dans les monts Franklin, avait certainement débuté à 11 000 ± 340 BP (GSC-3536), comme l'indique la datation d'un sédiment lacustre basal. Les glaces se sont retirées de la Moraine de Kelly Lake avant 10 600 ± 260 BP (GSC-2328). Dans le bassin de la rivière Hornaday, de la mousse tourbeuse provenant de la surface d'un pingo a été datée à 10 800 ± 150 BP (GSC-1139), ce qui représente un âge minimal pour la déglaciation au nord; au sud, la déglaciation de l'extrémité orientale du plateau de Horn a eu lieu avant 10 500 ± 200 BP (GSC-3524). Pendant le retrait glaciaire, la mer a envahi la zone côtière (fig. 2-13). Selon Craig (1960), l'altitude de la limite marine s'abaisse depuis environ 145 m dans la région du cours inférieur de la rivière Coppermine jusqu'à moins de 45 m près de la pointe Tinney, à l'extrémité ouest du détroit de Dolphin and Union. La tête de la baie Darnley est le site le plus à l'ouest où les indices d'une émersion ont pu être observés (J-S. Vincent, données inédites). Des coquilles provenant de cette baie ont été datées à 11 280 ± 100 BP (TO-217), et des coquilles prélevées au sud du cap Young, à 10 530 ± 260 BP (I(GSC)-25); il s'agit des âges minimaux les plus anciens pour la déglaciation de la côte sud du golfe d'Amundsen. La figure 2-12 illustre la position hypothétique des marges glaciaires durant le retrait des glaces.

Figure 2.13. Transgressions marines dans les Plaines intérieures septentrionales au Pléistocène moyen et supérieur (modifié de Craig, 1960; Fyles, 1963; Hodgson et al., 1984; Sharpe, 1984; J-S. Vincent, 1983, données inédites).

Île Victoria

Dans l'île Victoria, les glaces s'avançaient vers le nord-ouest et l'ouest, en provenance de la Ligne de partage glaciaire de M'Clintock (Secteur du Keewatin) de l'Inlandsis laurentidien (Dyke et al., 1982; Dyke, 1984; Dyke et Prest, 1987). L'écoulement glaciaire était canalisé par les dépressions majeures dans le golfe Coronation, le détroit de Dolphin and Union, le détroit de Prince Albert, l'inlet Minto et la baie Hadley. Les limites glaciaires indiquées à la figure 2-7 s'accordent avec la thèse d'une avancée glaciaire minimale au Wisconsinien supérieur (Vincent, 1984), mais l'extension des glaces demeure incertaine. L'extrême ouest de la péninsule Diamond Jenness, la majeure partie de la péninsule Prince Albert et les monts Shaler sont représentés comme ayant échappé à la glaciation. Sharpe (1984 et 1988) a fourni des arguments convaincants en faveur d'un englacement complet de la péninsule Wollaston au Wisconsinien supérieur, mais, selon lui, les glaces qui ont franchi les plus hautes terres de la péninsule étaient minces. Un levé préliminaire des limites glaciaires bien marquées au nord du détroit de Prince Albert et au sud de l'inlet Minto, dans l'extrême ouest de la péninsule Diamond Jenness, montre que l'extrémité ouest de la péninsule a été entourée par les glaces au Wisconsinien supérieur. Le Lobe de Prince of Wales, qui a envahi l'est de l'île Banks durant le Stade de M'Clure, a aussi empiété sur la péninsule Prince Albert, où il a déposé, comme dans l'île Banks, une couche ininterrompue, caractéristique, de till rougeâtre, aujourd'hui recouvert de polygones à centre convexe. Étant donné qu'aucun indice d'un englacement de glace plus récent n'a encore été découvert dans la péninsule Prince Albert, la limite du stade équivalent, le Stade de Russell, doit se trouver plus au sud et à l'est. Aucune limite précise n'a été retracée dans le substratum disséqué qui caractérise le relief de cette région, mais une limite hypothétique entourant les plus hauts sommets des monts Shaler est illustrée à la figure 2-7. Si les glaces étaient minces et à base froide sur les hautes terres, comme il a été suggéré pour la péninsule Wollaston (Sharpe, 1984), il se peut qu'elles n'aient pas produit les formes de relief auxquelles se reconnaît habituellement une limite glaciaire. D'autres données devront évidemment être recueillies pour préciser la position des limites glaciaires dans le nord-ouest de l'île Victoria.

Le schéma de déglaciation est complexe dans l'île Victoria (Fyles, 1963). Dans la péninsule Wollaston, Sharpe (1988) a mis en évidence des ensembles morphologiques tardiglaciaires qui suggèrent un retrait normal de la marge glaciaire (une série de moraines et de chenaux d'écoulement), suivi éventuellement de crues glaciaires (moraines de cisaillement) et d'une stagnation régionale (vastes zones sans formes marginales). Des formes profilées sont présentes dans de grandes dépressions, tandis que des moraines bosselées s'appuient contre les hauteurs topographiques. Avant l'incursion marine, des lacs de barrage glaciaire se sont formés entre les hautes terres et les glaces épaisses comblant des chenaux majeurs. Les faibles gradients de surface (1-2 m/km) révélés par les Moraines de Colville dans la péninsule Wollaston sont peut-être reliés à des crues provoquées par une abondance d'eau sous-glaciaire (Sharpe, 1988). Dans le nord de l'île Victoria, les faibles gradients révélés par la limite d'une nappe de till ont été associés à la formation d'une plate-forme glaciaire dans le détroit de Viscount Melville (Hodgson et Vincent, 1984). Dans l'est de l'île Victoria, les formes profilées se recoupent fréquemment, mais elles ne sont habituellement pas limitées par des moraines. Ces recoupements de formes semblent reliés à des crues rapides déclenchées par les rajustements des profils glaciaires causés par le vêlage dans la mer postglaciaire (Hodgson, 1987; voir aussi Dyke et Dredge, 1989). Ces événements sont peut-être analogues aux multiples crues qui ont été préconisées dans les basses terres de la baie James (Dredge et Cowan, 1989; Vincent, 1989). Les formes profilées pourraient aussi représenter des formes du lit sous-glaciaire engendrées par des crues d'eaux sous-glaciaires, leur structure interne reflétant une sédimentation passive, sans déformation (Sharpe, 1985). D'autres encore ont suggéré que les sédiments stratifiés sont peut-être d'anciens dépôts proglaciaires surmontés par les glaces lors des crues. Par ailleurs, ces recoupements de modelés glaciaires pourraient avoir été formés par des courants glaciaires éphémères au sein de glaces s'écoulant plus lentement, plutôt que par des écoulements du genre de ceux qui participent aux crues glaciaire (D.R. Sharpe, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1988). La formation de courants glaciaires pourrait expliquer l'absence des formes juxtaglaciaires. Les eskers qui recoupent les champs de formes profilées semblent délimiter d'anciens courants glaciaires multiples. La présence de ces eskers, combinée à l'absence de formes juxtaglaciaires, suggère qu'une stagnation glaciaire régionale a succédé aux événements qui ont conduit à l'amincissement des glaces un peu partout dans l'est et l'ouest de l'île Victoria (Sharpe, 1988). Les modèles glaciodynamiques inférés de l'interprétation des patrons complexes d'écoulement de l'île Victoria pourraient éventuellement être appliqués a d'autres régions couvertes par l'Inlandsis laurentidien.

La mer a inondé les régions isostatiquement déprimées au-delà de la limite glaciaire du Wisconsinien supérieur. La limite marine atteignait 25 m dans l'est de l'île Banks (Mer de Schuyter Point), de 64 à 90 m dans la péninsule Prince Albert, et de 70 à 81 m dans l'ouest de la péninsule Diamond Jenness. La mer a également submergé de vastes territoires que le retrait glaciaire venait de libérer (fig. 2-13). Dans le sud de l'île Victoria, l'altitude de la limite marine s'élève vers l'est, passant de 115 m à l'extrémité ouest de la péninsule Wollaston (Sharpe, 1984) à 175 m sur la côte sud-est. Les datations au ^{14}C indiquent que les zones non englacées ont été submergées dès 12 600 ± 140 BP (GSC-1701). Vers 10 300 ± 100 ans BP (GSC-3801), les glaces s'étaient déjà retirées de l'est du détroit de Prince Albert et, vers 9 000 BP, de presque toute l'île Victoria.

Région du détroit de Viscount Melville

Hodgson et Vincent (1984b) ont montré que dans la région du détroit de Viscount Melville, une plate-forme glaciaire d'au moins 60 000 km² s'est étendue vers le nord-ouest à la fin de la dernière glaciation. La bordure de cette plate-forme marquait la limite de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur (fig. 2-7). La plate-forme glaciaire a débordé sur les côtes et a déposé le Till de Winter Harbour jusqu'à 125 m d'altitude sur la côte sud de l'île Melville, jusqu'à 135 m sur l'île Byam Martin, peut-être jusqu'à 90 m sur la pointe nord-est de l'île Banks (fig. 2-8d), et jusqu'à 150 m sur la côte nord de l'île Victoria (fig. 2-14). Les coquilles des sédiments marins antérieurs au till déposé par la plate-forme glaciaire donnent un âge maxi-

mal de 10 340 ± 150 BP (GSC-278) pour l'avancée glaciaire, tandis que les coquilles provenant de sédiments marins sus-jacents au till lui donnent un âge minimal de 9 880 ± 150 BP (GSC-3527; tableau 2-3). La principale avancée de la plate-forme glaciaire dans le détroit de Viscount Melville pourrait être liée à la désagrégation du Dôme M'Clintock, laquelle fut probablement déclenchée par un réchauffement climatique dans l'ouest de l'Arctique (Hodgson et Vincent, 1984b; Hodgson, 1987).

Figure 2.14. Limite externe de la Plate-forme glaciaire de Viscount Melville au Wisconsinien supérieur, dans le nord de l'île Victoria (D.A. Hodgson, données inédites). Cliché A17372-170 de la Photothèque nationale de l'air.

La région du détroit de Viscount Melville est la seule partie des Plaines intérieures septentrionales où il a été possible d'établir précisément l'âge de la limite d'extension de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur. Dans cette région, le maximum glaciaire (vers 10 ka) est survenu 2 à 3 ka plus tard que dans la vallée inférieure du Mackenzie (vers 13 ka) ou dans le golfe d'Amundsen (vers 12 ka). Cette tendance qu'a la limite glaciaire à être de plus en plus jeune vers l'est se poursuit jusqu'à l'île Somerset, où les glaces ont stationné à leur position maximale du Wisconsinien supérieur jusqu'à 9,3 ka environ (Dyke, 1983; Dyke et Dredge, 1989).

Discussion de la problématique de la limite glaciaire au Wisconsinien supérieur

Dans cette synthèse de la glaciation wisconsinienne, l'auteur a essayé de corréler et de dater les divers dépôts et limites glaciaires documentés par plusieurs chercheurs. En l'absence d'un contrôle chronologique rigoureux, les âges assignés aux événements doivent être considérées comme provisoires, tout comme dans la section consacrée aux Plaines intérieures méridionales (voir aussi Vincent et Prest, 1987). Le tableau devrait se préciser à mesure que de nouvelles données deviendront disponibles, notamment dans le nord-ouest de l'île Victoria, les hautes terres de Brock, la péninsule Bathurst et les versants de la Cordillère.

Deux stades glaciaires wisconsiniens se distinguent nettement; le plus ancien est représenté par la Glaciation de Hungry Creek, la Glaciation de Buckland, le Stade de Toker Point, le Stade de Franklin Bay et le Stade de M'Clure, et le plus récent par la Phase de Tutsieta Lake, le Stade de Sitidgi Lake et le Stade de Russell. Plusieurs auteurs soutiennent que ces deux stades sont séparés par un interstade au Wisconsinien moyen; d'autres suggèrent au contraire qu'il s'agit de deux stades très rapprochés au Wisconsinien supérieur et que la dernière avancée glaciaire n'était rien d'autre qu'une réavancée de moindre extension. Des arguments ont été présentés en faveur de l'une et l'autre hypothèse. Quoi qu'il en soit, notre compréhension de l'Inlandsis laurentidien demeurera incomplète tant que cette problématique des limites glaciaires ne sera pas résolue de façon définitive. Y a-t-il eu une glaciation laurentidienne majeure dans le nord-ouest durant l'étage isotopique 4 ou 5? Dans l'affirmative, quand a-t-elle eu lieu? Sinon, à quel moment les Plaines intérieures septentrionales ont-elles été englacées pour la première fois durant la dernière glaciation?

NIVEAU MARIN, CLIMAT ET PROCESSUS

Variations du niveau marin dans la région de la mer de Beaufort

La région de la mer de Beaufort, qui est située au nord du delta du Mackenzie et de la péninsule Tuktoyaktuk, a connu une phase continue de submersion durant le Wisconsinien supérieur et l'Holocène. À la suite des travaux de Richards (1950), de Mackay (1963) et de Forbes (1980), Hill et al. (1985) ont tracé une courbe de variation du niveau marin pour la plate-forme continentale de la mer de Beaufort, qui révèle un relèvement de 140 m du niveau marin relatif depuis 27 ka. Sur le continent, la submersion marine du Wisconsinien supérieur et de l'Holocène est attestée par la submersion de vallées, de lagunes et de grands complexes littoraux (flèches et cordons), par l'existence de lits organiques terrestres qui étaient enfouis sous le niveau de la mer et qui ont été ensuite exhaussés durant la formation de pingos, et par la datation de bois provenant d'une carotte dans le delta du Mackenzie et indiquant un niveau marin compris entre −33 m et −18 m vers 6 900 ± 110 BP (GSC-54) (Johnson et Brown, 1965; Mackay, 1963). Sur la plate-forme continentale, des vallées fluviales submergées, des levées alluviales, des bancs d'embouchure deltaïque, une ligne de rivage bien définie vers −70 m, le pergélisol et la glace de sol sous-marins, d'anciennes surfaces d'affouillement glaciel en eau profonde, de nombreux sédiments organiques datés au ^{14}C et provenant de carottes prélevées dans des forages, ainsi qu'une surface de terrain définie acoustiquement comme ayant été formée en milieu subaérien, sont autant d'indices non équivoques d'une submersion. Malgré cette abondance de données, les causes de la submersion et les périodes au cours desquelles les niveaux marins étaient plus bas demeurent peu connues. Hill et al. (1985) ont estimé que sur les 140 m de relèvement total du niveau marin relatif, 35 m sont attribuables à la subsidence consécutive à la déformation du bassin, à la subsidence le long des failles synsédimentaires peu profondes, et à la surcharge ou la consolidation sédimentaire. Selon ces derniers, la migration d'un bourrelet périphérique associé à la glaciation de la fin du Wisconsinien moyen et du Wisconsinien supérieur serait responsable du reste de la submersion marine. Or, si la reconstitution minimaliste et la chronologie de la glaciation du Wisconsinien supérieur décrites dans la présente section sont exactes, la subsidence glacio-isostatique devrait normalement avoir été négligeable sur la plate-forme continentale. Comme sur la plate-forme au large de l'Alaska (Dinter, 1984), le relèvement du niveau marin relatif au Wisconsinien supérieur et à l'Holocène pourrait être dû en grande partie à la remontée eustatique du niveau marin associée à la fonte des inlandsis et à la surcharge hydro-isostatique.

Climat au Wisconsinien supérieur et à l'Holocène

Des reconstitutions climatiques basées sur l'analyse pollinique de sédiments lacustres ont été faites dans les Plaines intérieures septentrionales (Ritchie et Hare, 1971; Ritchie, 1972, 1977, 1980, 1981, 1982, 1984; Hyvarinen et Ritchie, 1975; Cwynar et Ritchie, 1980; Cwynar, 1982; Ritchie et Cwynar, 1982; Ritchie et al., 1983; Spear, 1983; Slater, 1985; MacDonald, 1987). Ritchie (1989) et Schweger (1989) ont étudié le développement et l'évolution de la végétation au Wisconsinien supérieur et à l'Holocène dans le nord du Yukon et dans la forêt boréale de cette région. De 30 ka à 14 ka environ, le nord du Yukon non englacé était caractérisé par un climat froid et une végétation comparable aux communautés herbacées ouvertes de la toundra actuelle. À 14 et 12 ka respectivement, le climat est devenu plus chaud et plus humide dans le nord du Yukon et la vallée inférieure du Mackenzie; l'expansion du bouleau nain témoigne d'ailleurs du passage de la toundra herbacée à la toundra arbustive. La période comprise entre 11 et 9 ka environ a été marquée par un climat beaucoup plus chaud (correspondant peut-être au maximum climatique prévu de Milankovich, Ritchie et al., 1983) et par la migration vers le nord de la limite des arbres, révélée par des accroissements de l'épinette d'abord, puis de l'aulne. Vers 5,5 ka,

la limite des arbres a commencé à reculer vers le sud, et vers 4 ka le climat s'était sensiblement refroidi. Une toundra arbustive semblable à la toundra actuelle s'était alors établie dans la plaine côtière sur le continent.

Les données sur l'évolution du climat et de la végétation dans l'ouest de l'archipel arctique sont peu nombreuses. Les datations au ^{14}C effectuées dans l'île Banks et dans la plaine côtière du continent révèlent que la croissance de la tourbe a atteint son apogée autour de 10 ka.

Le réchauffement général qui s'est produit au Wisconsinien supérieur et à l'Holocène inférieur dans les îles et sur le continent pourrait expliquer la désagrégation rapide du Dôme de M'Clintock, l'avancée rapide de la plate-forme glaciaire du détroit de Viscount Melville (Hodgson et Vincent, 1984b) et le maximum bien daté de l'activité thermokarstique dans la plaine côtière de l'Arctique (Rampton, 1973). La détérioration du climat à l'Holocène supérieur pourrait être à l'origine de certains processus géologiques, comme la croissance des pingos (Mackay, 1962) ou l'activité éolienne (Pissart et al., 1977).

Histoire du pergélisol

La présence de fentes de gel fossiles et d'autres formes liées au gel dans les dépôts pré-wisconsiniens sur la côte du Yukon (Rampton, 1982), dans des falaises sur la côte ouest de la péninsule Bathurst, et dans de nombreux sédiments, notamment la Formation de Worth Point (fin du Tertiaire et début du Quaternaire) dans l'île Banks (Vincent, 1983), témoigne de la longue histoire du pergélisol dans les Plaines intérieures septentrionales. Sur le continent, la plaine côtière de l'Arctique présente des preuves particulièrement éloquentes de pergélisol wisconsinien. À plusieurs endroits, des sédiments pré-wisconsiniens déformés par les glaciers du Wisconsinien inférieur renferment de la glace de sol héritée (Mackay et al., 1972; Mackay et Matthews, 1983). De vastes massifs de glace de sol, épais et non déformés, postérieurs aux glaciers du Wisconsinien inférieur, sont également présents sur les côtes de la mer de Beaufort (Mackay, 1971; Rampton, 1971b). L'eau pourrait être d'origine glaciaire (Mackay, 1983), ce qui, le cas échéant, corroborerait la thèse de la croissance de glace de ségrégation durant les diverses déglaciations (Rampton, 1974a). Durant l'optimum climatique de l'Holocène inférieur, la fonte partielle de la glace de sol a augmenté l'épaisseur du mollisol, lequel recoupe des coins de glace autant sur le continent (Rampton, 1973) que dans l'ouest de l'archipel arctique (French et al., 1982). Il est probable que le pergélisol observé au fond de la mer de Beaufort s'est formé en grande partie à l'époque où la plate-forme continentale était émergée, avant la submersion du Wisconsinien supérieur et de l'Holocène.

Processus géomorphologiques

De nombreux rapports, en particulier ceux de Mackay et de French, ont été publiés au sujet de processus géomorphologiques récents dans les Plaines intérieures septentrionales. Ils sont énumérés dans des sommaires régionaux, comme ceux de Mackay (1958, 1963), de Rampton (1982, 1988), de Vincent (1983) et de Washburn (1947), et dans des synthèses comme celles de French (1976) et de Carter et al. (1987). Comme presque partout ailleurs, le paysage est façonné principalement par l'action des cours d'eau. La déviation récente du cours de la rivière Horton (Mackay, 1981) en est un exemple frappant; le détournement des eaux de la rivière Horton vers la baie Franklin, alors qu'elles se jetaient auparavant dans la baie Harrowby, a raccourci la rivière de quelque 100 km et causé le rajeunissement du bassin-versant. Les mouvements de masse sur les versants sont également importants. La gélifluxion et la reptation sont fréquentes sur tous les versants constitués de matériaux fins, comme l'indique la présence généralisée de sols striés, ainsi que de lobes et de nappes de solifluxion. Les mouvements de masse rapides sont moins fréquents. Il se produit tout de même des ruptures par décollement du mollisol dans les formations marines crétacées, des éboulements rocheux et des coulées de débris en montagne. Dans la plaine côtière de l'Arctique et dans l'archipel arctique, la gélivation a causé, dans les matériaux en surface consolidés et non consolidés, des phénomènes de tri, de mélange, de soulèvement, de fissuration sous tension et de gélifraction. Les sols structurés à relief bosselé, les polygones à centre convexe ou concave, et les ostioles témoignent de l'action du gel. Comme il a déjà été mentionné, la croissance et la désagrégation de la glace de sol, qu'il s'agisse de glace de ségrégation, de glace massive, de coins de glace ou de glace de pingo, ont profondément altéré de vastes territoires. Les processus littoraux qui façonnent les rivages marins et les rives des plus grands lacs, de même que l'activité éolienne, nivale et humaine, ont également contribué à modifier le paysage, mais dans une moindre mesure.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Les sources de matériel granulaire peuvent être identifiées à partir des cartes des formations en surface, qui couvrent une bonne partie des Plaines intérieures septentrionales (carte 1704A). Rutter et al. (1973), Hughes et al. (1973) et Rampton (1974b) ont fait des observations générales sur les ressources granulaires sur le continent, et Vincent (1983) a fait de même pour l'île Banks. Les granulats peuvent généralement être extraits des dépôts fluvioglaciaires et juxtaglaciaires, des alluvions quaternaires et tertiaires (plaines alluviales et terrasses), ainsi que des sédiments littoraux glaciolacustres et marins. La forte proportion de glace de sol dans la partie continentale de la plaine côtière de l'Arctique et dans les îles Victoria et Banks peut faire obstacle à l'exploitation de certains dépôts. Dans la région du Mackenzie inférieur, la plupart des dépôts favorables manquent de matériaux dont la granulométrie dépasse celle du sable. Par conséquent, trouver des granulats facilement exploitables dans la région peut constituer un problème.

La fonte de la glace de sol entraîne la subsidence et une perte de résistance dans les sédiments; l'extension du pergélisol peut provoquer la croissance de glace de sol et des soulèvements. Donc, avant d'entreprendre des travaux de construction, il importe d'évaluer avec soin les conditions souterraines et de veiller à modifier le moins possible le régime thermique naturel. Des références aux études sur le pergélisol et les processus connexes sont mentionnées sous les rubriques *Histoire du pergélisol* et *Processus géomorphologiques* du présent volume. Des études géotechniques ont été effectuées en marge de l'exploitation des ressources pétrolières dans l'ensemble de la vallée du Mackenzie, dans le delta du Mackenzie et sur la plateforme continentale de la mer de Beaufort. Presque toute l'information recueillie lors de ces études demeure la pro-

priété de sociétés privées ou est versée dans les dossiers des organismes gouvernementaux; certaines de ces références sont énumérées dans Heginbottom et al. (1977).

SOMMAIRE

Les Plaines intérieures septentrionales renferment une des plus longues séquences d'événements glaciaires et interglaciaires du Quaternaire au Canada. Dans l'ouest de l'archipel arctique, les sédiments de l'île Banks révèlent trois glaciations complètes suivies ou précédées d'intervalles non glaciaires caractérisés par un climat chaud. La plus ancienne, la Glaciation de Banks, date du Pléistocène inférieur ou d'une époque antérieure, la Glaciation de Thomsen date du Pléistocène moyen, et la Glaciation d'Amundsen, divisée en deux stades distincts, date du Pléistocène supérieur. Dans la plaine côtière du continent, une ou deux glaciations complètes, antérieures au dernier interglaciaire, sont documentées. Au cours du Pléistocène supérieur, les glaces se sont avancées apparemment deux fois en direction de la mer de Beaufort. Finalement, dans le bassin supérieur et moyen du Mackenzie, deux stades du Pléistocène supérieur sont documentés dans certaines régions; ailleurs, il pourrait y avoir eu jusqu'à trois glaciations complètes.

Dans les Plaines intérieures septentrionales, de vastes territoires demeurent assez peu explorés. D'autres études et de meilleures méthodes de datation pourraient permettre de corréler les limites glaciaires avec une plus grande exactitude, et de dater plus précisément les événements glaciaires et non glaciaires. Présentement, la corrélation des événements terrestres avec les différents étages de la climatostratigraphie isotopique marine ou avec la stratigraphie des régions avoisinantes, comme le chaînon Brooks et la plaine côtière de l'Arctique en Alaska, la Cordillère ou la partie non englacée du Yukon septentrional, ne peut être que provisoire (tableau 2-1).

LE QUATERNAIRE DES PLAINES INTÉRIEURES MÉRIDIONALES DU CANADA

R.W. Klassen

Prest (1970) a bien résumé nos connaissances sur le Quaternaire des Plaines intérieures méridionales du Canada. Les études entreprises depuis ont peu modifié nos connaissances sur le cadre général du Quaternaire et les formations en surface. Toutefois, l'objet des recherches a évolué, en particulier dans les régions méridionales, vers une approche tridimensionnelle basée sur le forage et la cartographie des unités stratigraphiques. Cette nouvelle orientation a permis de mieux comprendre les glaciations passées et l'histoire du Quaternaire. Parmi les études axées sur cette approche figurent celles de Stalker (1963, 1969), Klassen et Wyder (1970), Christiansen (1971a, 1972, 1979), Stalker et Churcher (1972), Klassen (1979), Stalker et Wyder (1983) et Shetsen (1984). Outre ces études effectuées dans les secteurs habités de la région, plusieurs projets de cartographie de reconnaissance dans le nord de la région ont approfondi nos connaissances sur l'histoire quaternaire régionale (Dredge, 1983; Klassen, 1983a, 1986; Schreiner, 1983, 1984). D'autres recherches majeures ont été entreprises par Fenton et Anderson (1971), McPherson et al. (1971), Teller (1976) et Teller et Fenton (1980) dans le sud du Manitoba, par Christiansen (1968a, 1968b) en Saskatchewan et par Reeves (1971), Alley (1973), Stalker (1973, 1976b, 1983), Stalker et Harrison (1977) et Jackson (1979, 1980a,b) dans les plaines plus à l'ouest et en bordure des montagnes. De plus, les datations au ^{14}C plus nombreuses et les études réalisées en paléontologie des vertébrés et dans d'autres domaines ont contribué à établir un cadre chronologique et à documenter les changements climatiques. La datation au ^{14}C et l'étude de la végétation postglaciaire (Mott, 1973; Ritchie, 1976; Ritchie et Yarranton, 1978) ont, en particulier, jeté les bases de l'histoire tardiglaciaire et holocène des Plaines intérieures.

Klassen, R.W.
1989: Le Quaternaire des Plaines intérieures méridionales du Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 2, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

CADRE PHYSIQUE

Géologie du substratum rocheux

La géologie de la région est présentée à la figure 2-15. À l'exception d'une étroite bande de roches paléozoïques, principalement des roches carbonatées, le long de la bordure sud-ouest du Bouclier précambrien et de quelques petits affleurements du bouclier dans la même région, le substratum est composé de sédiments clastiques. Ces roches, argilo-silteuses pour la plupart, sont mal consolidées; ce n'est que dans les contreforts et près des montagnes qu'elles sont moyennement à bien consolidées.

Les roches les plus répandues sont celles du Crétacé. Elles sont généralement constituées de shales et de siltstones déposés dans des mers peu profondes, et interdigités vers l'ouest avec des siltstones d'origine fluviatile et deltaïque et des grès contenant un peu de charbon. La bentonite, composée en grande partie de montmorillonite gonflante, est un élément majeur de ces unités. La présence de cette argile confère des propriétés particulières aux roches.

Les roches du Tertiaire inférieur sont très communes dans le sud et l'ouest des Plaines intérieures du Canada (fig. 2-15). Elles sont surtout composées de grès et de siltstones d'origine terrestre. Bien que peu consolidées, elles sont habituellement plus grossières et plus résistantes que les roches crétacées. C'est pourquoi ces strates coiffent fréquemment le sommet de collines et de plateaux qui surplombent des basses terres formées dans les shales crétacés. Elles sont constituées de débris qui se sont étalés

en contrebas des Rocheuses lors de leur formation, du Paléocène à l'Oligocène. En raison de l'érosion subséquente, il n'en reste plus que des lambeaux, plus fréquents à proximité des contreforts où ces strates étaient les plus épaisses (par ex. collines Porcupine), et près de la frontière américaine (collines Cypress, mont Wood et mont Turtle). Ces derniers lambeaux ont été préservés surtout parce qu'ils occupaient un vaste interfluve entre le bassin versant du proto-fleuve Missouri et celui des cours d'eau situés plus au nord.

Des dépôts tertiaires plus récents existent par endroits dans une bonne partie des Plaines intérieures méridionales (Vonhoff, 1965, 1969); ils affleurent dans des secteurs non englacés, comme les collines Cypress ou la région de Del Bonita, ou sont recouverts de sédiments glaciaires, comme dans les secteurs situés au nord de Brooks, en Alberta, et dans les collines Swan. Ces dépôts, d'une épaisseur généralement inférieure à 10 m, sont constitués surtout de sables fins à grossiers et de graviers caillouteux quartzitiques dérivés des montagnes à l'ouest, avec un peu de matériaux locaux. Ils sont dépourvus de matériaux provenant du bouclier précambrien. La granulométrie grossière de ces sédiments tertiaires plus récents les différencie facilement des sédiments plus anciens, lesquels sont pauvres en sables grossiers et dépourvus de graviers. Le passage de sédiments fins à grossiers reste inexpliqué; des variations de la vitesse relative du soulèvement des montagnes Rocheuses et des plaines adjacentes ou des changements climatiques y sont peut-être pour quelque chose. De toute évidence, le dépôt de ces graviers et sables caractéristiques, qui sont par ailleurs bien connus pour leurs vertébrés fossiles, s'est échelonné de l'Oligocène à la fin du Pliocène.

Des graviers et des sables, lithologiquement semblables aux matériaux sablo-graveleux tertiaires qui sont présents surtout sur les plateaux, occupent le fond des vallées préglaciaires. Ces dépôts, appelés initialement « Graviers de la Saskatchewan Sud » (McConnell, 1886, p. 70C), sont mieux connus sous le nom de « Graviers et Sables de la Saskatchewan » (Stalker, 1968a). Cette unité constitue la partie inférieure du Groupe d'Empress en Saskatchewan (Whitaker et Christiansen, 1972) et est essentiellement équivalente à la Formation de Souris au Manitoba (Klassen, 1969). Les Graviers et Sables de la Saskatchewan chevauchent la limite Tertiaire-Quaternaire, et sont définis comme étant les sédiments déposés dans les limites des vallées préglaciaires avant la première glaciation dans quelque région que ce soit des Plaines intérieures du Canada. Ils forment généralement une bande large de 1 à 2 km sur le talweg; leur épaisseur varie habituellement de 3 à 10 m, mais peut atteindre 65 m. Le dépôt des Graviers et Sables de la Saskatchewan a été interrompu lorsque les glaces en provenance du Bouclier canadien sont venues modifier le drainage local. Comme des lacs proglaciaires se sont formés dans plusieurs vallées préglaciaires durant l'avancée glaciaire, l'unité sablo-graveleuse est recouverte en maints endroits d'argiles et de silts. Les premiers glaciers en provenance du Bouclier canadien n'ayant pas atteint la limite occidentale des plaines, la partie sommitale de l'unité est diachrone, c'est-à-dire que la partie supérieure de l'unité y est plus récente à l'ouest qu'à l'est. Des graviers de même nature ont été déposés par des cours d'eau qui s'écoulaient vers l'est durant les intervalles non glaciaires subséquents, mais ils se distinguent des graviers préglaciaires par leur position stratigraphique plus élevée et leur contenu en débris dont les sources se trouvent à l'est et au nord.

La nature du substratum rocheux a influencé le développement du relief, le comportement de la roche sous-glaciaire et la composition des dépôts glaciaires. Par exemple, les roches poreuses et sablo-graveleuses ont généralement mieux résisté à l'érosion fluviale que les roches plus fines. Les paléovallées dans lesquelles les cours d'eau avaient déposé d'epaisses unités de graviers au Tertiaire allaient donc se transformer en plateaux. En outre, les lits crétacés riches en montmorillonite, étaient moins résistants et ont été gélifractés et déformés par les glaciers en maints endroits. Par ailleurs, la faible perméabilité des strates crétacées et, à un moindre degré, des strates du Tertiaire inférieur, a eu pour effet de ralentir l'écoulement des eaux sous-glaciaires et probablement aussi d'augmenter la pression de l'eau sous-glaciaire. Ces facteurs ont influé sur les processus à la base du glacier et contribuent probablement à expliquer le faible gradient de surface des glaciers dans les Plaines intérieures (Mathews, 1974).

Physiographie liée au substratum rocheux

L'altitude des Plaines intérieures méridionales s'élève progressivement vers l'ouest-sud-ouest, passant de quelque 250 m près de la bordure du Bouclier canadien à environ 1 200 m près du front des Rocheuses. Les principaux traits physiographiques résultent de l'érosion fluviale différentielle du substratum sédimentaire peu résistant et subhorizontal qui caractérise la majeure partie des plaines, tandis que les formes de relief plus petites et superposées, décrites plus loin, sont pour la plupart le produit des glaciations quaternaires.

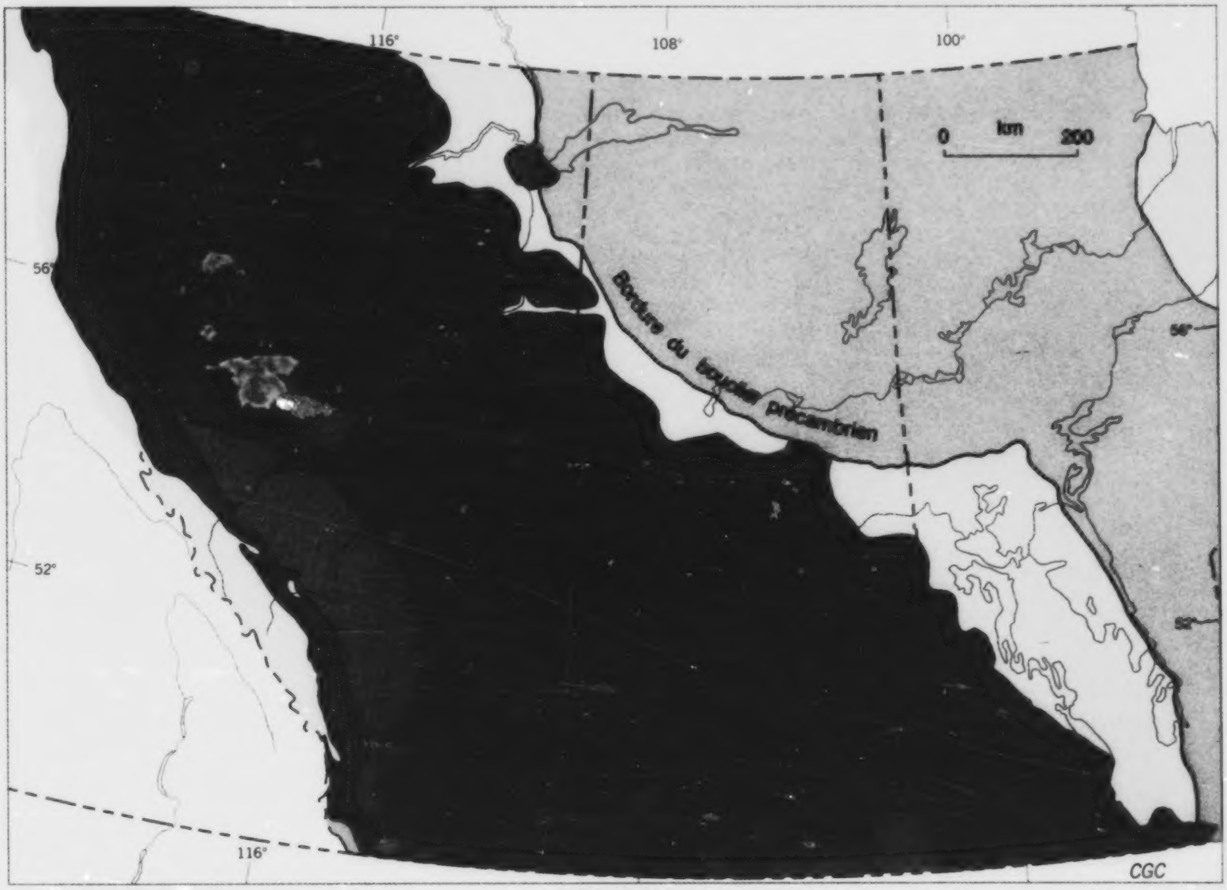
Au moment où les glaciations débutaient, les Plaines intérieures avaient été soumises à une longue période d'érosion, qui avait produit une surface molle, dominée par des plateaux résiduels formés de roches plus résistantes, et découpée par les vallées fluviales préglaciaires. Ces vallées étaient profondes, évasées (de 5 à 40 km d'un bord à l'autre), et bordées de versants à pente douce. Si les hauts plateaux demeurent encore aujourd'hui des éléments dominants du relief, les vallées sont, par contre, beaucoup moins accusées car elles ont été remblayées de sédiments quaternaires.

La surface des Plaines intérieures est ponctuée d'un certain nombre de gradins à pente forte qui séparent de grandes aires où le relèvement de la surface des plaines est plus graduel. Ces ruptures de pente, héritées de la surface préglaciaire, se sont formées là où des roches tendres sont surmontées de roches plus résistantes. Les gradins, généralement orientés nord-ouest, sont plus proéminents au sud et s'abaissent jusqu'à disparaître vers le nord-ouest. Les deux principaux gradins sont l'escarpement du Manitoba et le coteau du Missouri (fig. 2-16), mais un troisième gradin marqué existe à l'ouest du coteau, près de l'endroit où des strates tertiaires recouvrent des formations crétacées moins résistantes (fig. 2-15). L'escarpement du Manitoba, haut de quelque 300 m, sépare la plaine du Manitoba à l'est de la plaine de la Saskatchewan (Bostock, 1970; fig. 2-16). Il est situé à la marge orientale d'une série de plateaux qui comprennent les monts Riding et Duck et les collines Porcupine. Ces hauteurs sont séparées par de larges dépressions qui marquent le site d'anciennes vallées préglaciaires. Plus à l'ouest, le coteau du Missouri s'élève d'une centaine de mètres entre la plaine de la Saskatche-

wan à l'est et la plaine de l'Alberta. Le centre et le nord des Plaines intérieures n'ont pas de limites naturelles distinctes comme il en existe au sud, mais Bostock (1970) a désigné certains interfluves plutôt tabulaires du nom de plateau de l'Alberta, et les larges plaines interposées du nom de basses terres de la rivière de la Paix et basses terres de Fort Nelson.

La plaine du Manitoba est peu accidentée, sans hautes terres proéminentes ni vallées préglaciaires; au nord toutefois, le substratum rocheux forme des collines basses et des cuestas. La plaine de la Saskatchewan, située à une altitude de 400 à 800 m, comprend plusieurs zones surélevées comme le mont Moose, les collines Touchwood et Allan, et les plateaux de Wapawekka et Waskesiu. Comme les dépôts quaternaires sont beaucoup plus épais dans la plaine de la Saskatchewan (30 à 120 m) que dans les plaines adjacentes du Manitoba et de l'Alberta, la surface épouse moins les formes du substratum rocheux, telles les vallées préglaciaires (fig. 2-17). La plaine de l'Alberta s'étend à une altitude de 800 à 1 000 m. Elle forme généralement une surface valonnée, hérissée localement par des hauteurs comme le mont Wood, les collines Cypress et les collines Hand; des badlands se sont formés par endroits, surtout le long des vallées de la partie sud. Le plateau de l'Alberta, situé à 600 à 900 m d'altitude, comprend les monts Pelican, Birch et Caribou, ainsi que les collines Swan, Clear et Cameron. Ces plateaux sont séparés par les basses terres de la rivière de la Paix et de Fort Nelson qui s'étalent à une altitude de 300 à 600 m. L'extrême sud de la plaine du Grand lac des Esclaves, dont l'altitude est inférieure à 300 m, se prolonge dans le nord-est de l'Alberta.

La plupart des formes mineures superposées au relief du substratum rocheux sont attribuables à la glaciation. Cet aspect de la géomorphologie est examiné plus loin, mais qu'il soit permis de signaler la présence de vallées étroites et encaissées qui servaient à l'origine de chenaux



LÉGENDE

Tertiaire: *surtout des siltstones et des grès*	Paléozoïque: *surtout des calcaires, des dolomies, des grès et des shales*
Crétacé: *surtout des shales, des siltstones et des grès*	Précambrien: *roches ignées et métamorphiques; accessoirement, roches sédimentaires*

Figure 2.15. Carte géologique simplifiée des Plaines intérieures méridionales du Canada (d'après Douglas, 1969).

fluvioglaciaires et de déversoirs de lacs glaciaires. Elles sont plus étroites (moins de 2 km de largeur habituellement) et plus abruptes que les vallées préglaciaires et interglaciaires; elles sont généralement orientées vers l'est ou le sud-est, alors que les larges vallées non glaciaires sont orientées vers le nord-est (fig. 2-18). À maints endroits, les vallées fluvioglaciaires traversent les plateaux ou longent leurs marges, mais elles peuvent également être taillées dans les matériaux quaternaires remblayant les vallées enfouies. Par endroits, elles forment des séries de chenaux subparallèles probablement creusés à la marge de glaces qui se retiraient vers le bas de la pente. À d'autres endroits, ce sont d'anciens déversoirs de lacs glaciaires (Kehew et Lord, 1986). Ces vallées constituent un trait intéressant des Plaines intérieures méridionales, car elles rompent la monotonie du paysage.

Évolution du réseau hydrographique

La surface du terrain est inclinée vers le nord-est, depuis les montagnes à l'ouest jusqu'à la marge du Bouclier canadien. Le réseau hydrographique préglaciaire s'est développé sur cette pente, lorsque les rivières transportaient vers le nord-est les débris provenant des montagnes. La fin du Tertiaire a été marquée par une période d'érosion, et les cours d'eau ont migré latéralement hors de leurs chenaux formés de sédiments grossiers et se sont encaissés dans le substratum adjacent, plus facilement érodable. Lors de la première glaciation, le réseau hydrographique des Plaines intérieures méridionales du Canada se composait probablement d'une série de larges vallées régulièrement espacées, orientées du nord-est à l'est, dont la tête se trouvait dans les montagnes; à l'ouest, ces vallées étaient séparées par des plateaux recouverts de sables et graviers tertiaires (fig. 2-17).

Le réseau hydrographique a subi d'importantes modifications lors des glaciations: 1) remblayage de nombreuses vallées préglaciaires par du till et d'autres sédiments; 2) creusement de nouveaux bassins par érosion glaciaire; 3) creusement de nouvelles vallées à travers certains plateaux préglaciaires; 4) développement de vastes étendues de terrain ondulé ou bosselé, sans réseau hydrographique hiérarchisé. Durant les interglaciaires, les bassins creusés par les glaciers étaient occupés par des lacs, et certains tronçons de cours d'eau réintégraient les vallées préglaciaires, tandis que d'autres empruntaient des vallées fluvioglaciaires.

Ces processus de remblaiement des vallées préglaciaires et de creusement de nouvelles vallées se répétaient à

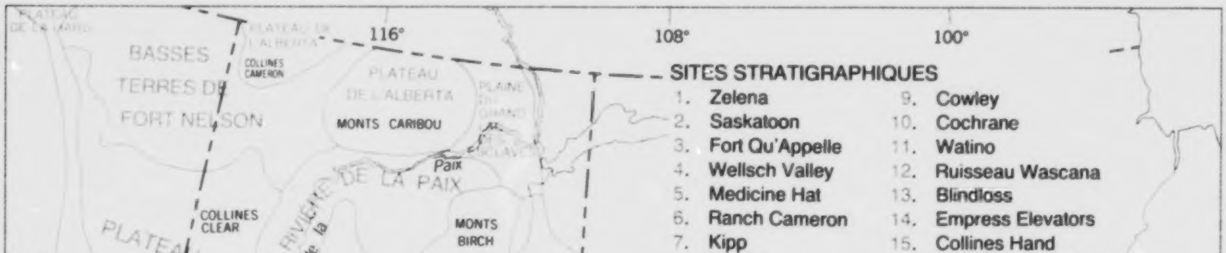


Figure 2.16. Carte de localisation des sites stratigraphiques et des principaux éléments physiographiques des Plaines intérieures méridionales du Canada.

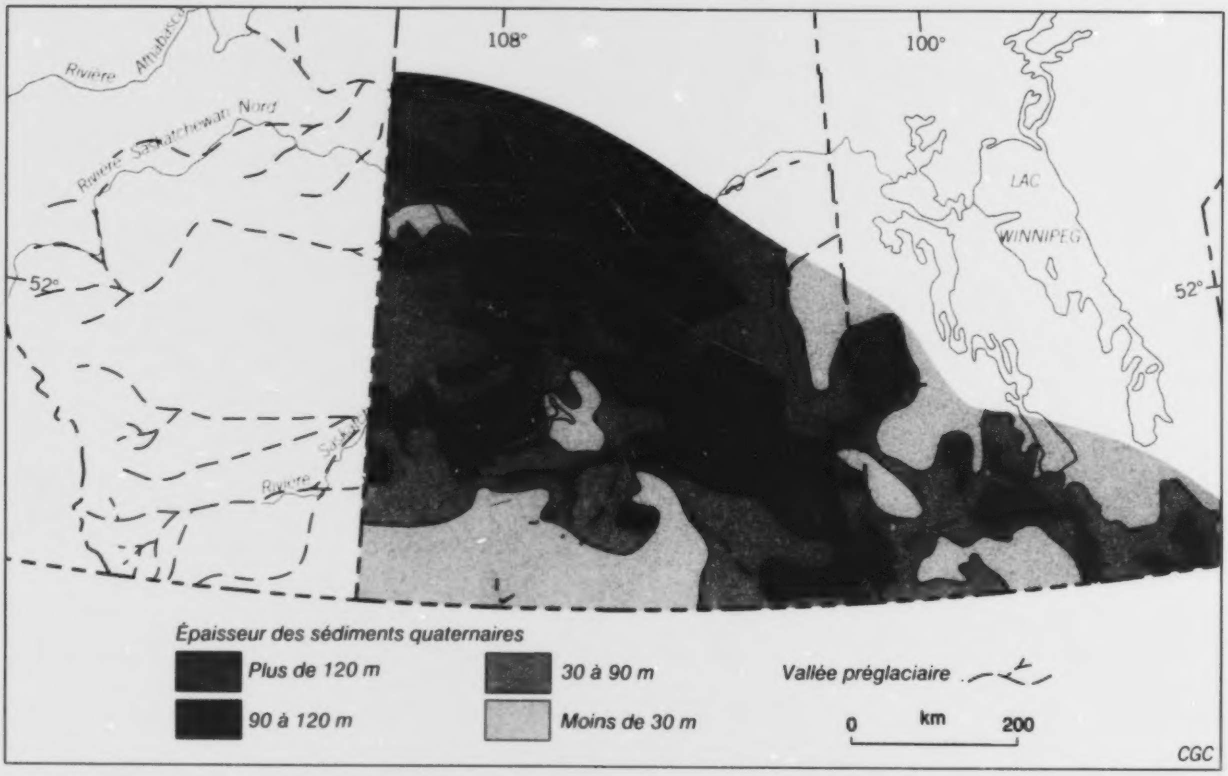


Figure 2.17. Drainage préglaciaire dans les Plaines intérieures méridionales du Canada, et épaisseur des sédiments quaternaires dans le sud de la Saskatchewan et du Manitoba. Références pour le drainage préglaciaire: modifié de Stalker (1961) pour le sud de l'Alberta; Conseil de recherches de l'Alberta pour le nord de l'Alberta; Christiansen (1967) pour la Saskatchewan. Les données sur l'épaisseur des sédiments glaciaires proviennent de diverses sources.

chaque cycle glaciaire. Le réseau hydrographique actuel est donc essentiellement une interconnexion de divers tronçons qui sont hérités de vallées préglaciaires, de déversoirs de lacs glaciaires creusés durant une ou plusieurs glaciations, de vallées interglaciaires creusées durant une ou plusieurs périodes non glaciaires, et de nouvelles vallées creusées depuis la dernière glaciation.

Climat, sols et végétation

Les Plaines intérieures méridionales sont caractérisées par un climat continental, sous l'influence de masses d'air continental polaire pendant la majeure partie de l'année. Des variantes de ce climat continental existent dans le sud de l'Alberta et le sud-ouest de la Saskatchewan, où les masses d'air du Pacifique descendant la pente régionale adoucissent les températures; il existe d'autres variantes dans le nord de l'Alberta, à cause des précipitations apportées par les masses d'air du Pacifique, et dans le sud-est du Manitoba, région soumise irrégulièrement à des masses d'air tropical en provenance du golfe du Mexique (Laycock, 1972). Les températures moyennes, calculées sur une période de trente ans, sont d'environ −10 °C en janvier et de +20 °C en juillet dans le sud-est de l'Alberta et le sud-ouest de la Saskatchewan, et d'environ −25 °C en janvier et de +15 °C en juillet dans le nord de l'Alberta (Laycock, 1972; Longley, 1972). Les précipitations annuelles moyennes varient de plus de 500 mm dans le sud-est du Manitoba à moins de 300 mm dans le sud-ouest de la Saskatchewan et le sud-est de l'Alberta (Putnam et Putnam, 1979). Près de 70 % des précipitations se produisent entre avril et septembre. D'après les divisions climatiques de Putnam et Putnam (1979), fondées sur les précipitations et les températures, le climat est semi-aride dans le sud-ouest de la Saskatchewan et le sud-est de l'Alberta; sub-humide (climat de prairie) dans le sud-ouest du Manitoba et la majeure partie du sud de la Saskatchewan et de l'Alberta; subboréal dans la majeure partie du sud du Manitoba, dans le centre de la Saskatchewan et dans le centre de l'Alberta; enfin, boréal dans l'extrême nord de l'Alberta et humide dans une petite partie du sud-est du Manitoba.

La distribution régionale des sols et de la végétation dans les Plaines intérieures méridionales est contrôlée en grande partie par le climat. Du sud au nord, les grands sols zonaux sont les sols bruns, les sols brun foncé, les sols noirs et les sols gris forestiers (Putnam et Putnam, 1979). Les trois premiers groupes de sols constituent les sols chernozémiques des régions plus sèches (Laycock, 1972), tandis que le dernier groupe est lié aux régions boisées et plus fraîches. Outre ces sols zonaux, de grandes régions du nord de l'Alberta sont caractérisées par des sols organiques (Clayton et al., 1977).

Les Plaines intérieures méridionales du Canada peuvent être divisées en trois zones de végétation: la prairie, la forêt-parc et la forêt boréale. La prairie comprend les steppes du sud, généralement dépourvues d'arbres à l'exception de peupliers, de saules et de broussailles croissant en bordure des cours d'eau. Cette région a une vocation essentiellement agricole, l'élevage et l'agriculture sans irrigation y étant les principales activités. La forêt-parc forme une zone intermédiaire au nord de la prairie, où les steppes sont parsemées de bosquets d'arbres, surtout des peupliers et, dans une moindre mesure, des épinettes; comme la zone de prairie, elle est généralement cultivée. Plus au nord, dans les régions plus fraîches et plus humides, la forêt boréale est constituée surtout d'épinettes et de pins gris. Certaines parties ont été déboisées à des fins agricoles, mais l'exploitation forestière demeure l'activité première presque partout.

NATURE ET DISTRIBUTION DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

Les dépôts quaternaires sont les matériaux en surface et composent les formes mineures du relief dans la quasi-totalité de la région. Le substratum, qui contrôle les grands

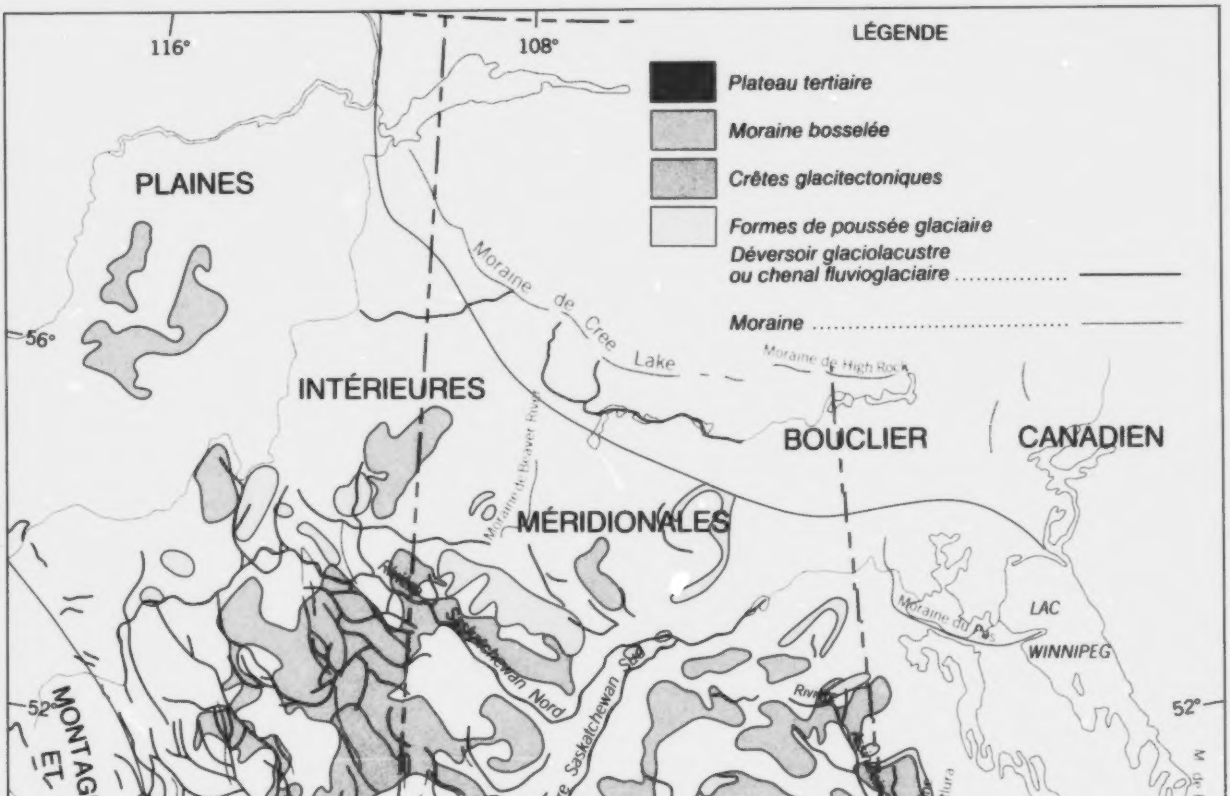


Figure 2.18. Divers types de moraines et de formes reliées au drainage des eaux de fonte dans les Plaines intérieures méridionales. La plupart des chenaux fluvioglaciaires avaient été creusés au cours de glaciations anciennes, mais furent réoccupés au cours des avancées et des retraits glaciaires subséquents. Compilé à partir de Prest et al. (1968); Christiansen et Whitaker (1976) et Moran et al. (1980).

éléments du relief, affleure rarement. Presque tous les matériaux superficiels qui le recouvrent ont été déposés durant les glaciations pléistocènes. Seule une faible proportion des matériaux quaternaires est d'origine non glaciaire, car les quelques sédiments qui ont été déposés dans les Plaines intérieures durant les intervalles non glaciaires ont été facilement démantelés au cours des glaciations ultérieures.

La nature des dépôts quaternaires reflète les principaux aspects de la lithologie du substratum et des directions du transport glaciaire et fluvial. Les argiles et les silts, dérivés des roches argilo-silteuses crétacées sur lesquelles repose presque toute la région, et les sables dérivés des grès crétacés et tertiaires sont les principaux constituants des sédiments quaternaires. Des constituants mineurs et localement importants de ces sédiments proviennent des roches ignées et métamorphiques du Bouclier canadien, des roches carbonatées à la marge du Bouclier et de la Cordillère, et des quartzites et autres roches clastiques de la Cordillère. Les lithologies compétentes, qui forment des clastes de la taille des cailloux ou encore plus gros, sont composées principalement de carbonates et de roches ignées et métamorphiques transportés par des glaces provenant du Bouclier, de carbonates et de quartzites dérivés des Rocheuses et transportés sur les Plaines intérieures par les glaciers et les cours d'eau; les clastes comprennent aussi des concrétions ferrugineuses, du bois pétrifié et du charbon érodés du substratum local.

La distribution des sédiments quaternaires dans les Plaines intérieures méridionales dépend dans une certaine mesure de la topographie du substratum, des directions d'écoulement glaciaire et des processus glaciaires qui agissaient lorsque la marge glaciaire occupait une région donnée. L'escarpement du Manitoba et le coteau du Missouri sont des régions où la combinaison de ces facteurs a produit d'épais dépôts glaciaires. À ces endroits, les shales crétacés formant le front de ces escarpements orientés vers l'est ont fourni aux glaces s'écoulant vers le sud-ouest les matériaux nécessaires à l'édification d'épaisses moraines bosselées (100 à 300 m).

Les études du sous-sol menées dans le sud de la Saskatchewan et au Manitoba ces vingt dernières années ont révélé que les tills, qui forment jusqu'à 70% environ des dépôts quaternaires, sont caractérisés par une très grande continuité latérale, alors que les dépôts stratifiés sont discontinus et plus minces, à quelques exceptions près. Dans le sud de l'Alberta et le sud-ouest de la Saskatchewan, l'épaisseur des dépôts meubles est généralement inférieure à 20 m; les dépôts épais de till et de sédiments stratifiés se limitent aux vallées enfouies et aux zones de moraines bosselées.

Dépôts glaciaires

Dans le présent rapport, les dépôts glaciaires sont classés dans trois grandes catégories: les tills, les dépôts fluvioglaciaires et les dépôts glaciolacustres. Les données disponibles à leur sujet nous viennent surtout des dépôts mis en place lors de la dernière glaciation, mais il y a tout lieu de croire que les dépôts des glaciations antérieures étaient semblables.

Till

Dans le présent ouvrage, le mot « till » est employé dans le sens que lui donnent Dreimanis et Lundquist (1984): tout sédiment transporté et déposé par un glacier, sans triage par les eaux de fonte. Les tills des Plaines intérieures méridionales sont remarquablement homogènes, car ils dérivent essentiellement des shales, des siltstones et des grès sur lesquels repose presque toute la région. Ils contiennent des argiles, des silts et des sables en quantités à peu près égales, et une faible proportion de matériaux plus grossiers. Presque tous les cailloux et une bonne partie des minéraux lourds présents dans les tills proviennent du Bouclier canadien et de la bande de roches carbonatées paléozoïques en bordure du bouclier. Les gros clastes proviennent en partie des graviers tertiaires déposés dans les vallées préglaciaires et à la surface des hautes terres, et les tills de la partie ouest de la région contiennent des carbonates et des quartzites provenant des Rocheuses.

Les tills des Plaines intérieures méridionales doivent leurs propriétés importantes, notamment leur plasticité et leur faible perméabilité, à leur forte teneur en argiles, lesquelles contiennent un fort pourcentage de montmorillonite gonflante provenant des shales bentonitiques (Scott, 1976). Les différences entre les unités de till sont généralement subtiles et sont dues à la surcharge glaciaire, aux variations de l'écoulement glaciaire régional et à l'altération. L'étude sur le terrain et en laboratoire de milliers de carottes et d'échantillons de surface dans le sud-est du Manitoba (Fenton et Anderson, 1971; McPherson et al., 1971; Fenton, 1974; Teller et Fenton, 1980), dans le sud-ouest du Manitoba (Klassen, 1966, 1969, 1971b, 1979; Klassen et Wyder, 1970), dans le sud de la Saskatchewan (Christiansen, 1968a,b, 1971a,b, 1972; Mahaney et Stalker, 1988) et dans le sud de l'Alberta (Stalker, 1963, 1969, 1976b, 1983; Stalker et Wyder, 1983; Jackson, 1980b; Bayrock, 1962; Bayrock et Pauluk, 1967; Westgate, 1968) a permis d'établir ces différences à l'échelle régionale. Les critères de différenciation des tills sont la teneur en carbonates, la granulométrie, la couleur, le degré d'altération (oxydation, lessivage des carbonates, pédogenèse), la lithologie des cailloux, la structure (fissuration, fissilité) et la minéralogie.

Il se dégage généralement de ces études que les tills du sud-est du Manitoba sont plus sableux que les tills à l'ouest de l'escarpement du Manitoba et que leur fraction silteuse (50%) est plus carbonatée. La teneur en carbonates diminue vers l'ouest, passant d'environ 15 à 20% dans le sud-ouest du Manitoba à entre 5 et 15% dans le sud-ouest de la Saskatchewan et le sud de l'Alberta. Contrairement aux tills déposés par des glaces en provenance du bouclier précambrien, les tills provenant de la Cordillère sont sableux et contiennent jusqu'à 20% de cailloux et environ 20% de carbonates.

La composition des clastes grossiers s'est avérée utile pour identifier les tills de provenance différente. Les cailloux cristallins (métamorphiques et ignés) dérivés du bouclier précambrien sont des indicateurs fiables de tills laurentidiens (du nord et de l'est), sauf près de la marge ouest de la région où les tills de la Cordillère (de l'ouest) contiennent des cailloux du bouclier dérivés de tills laurentidiens plus anciens. En plus de permettre de distinguer les tills provenant de l'ouest et du nord, la lithologie des cailloux a permis de différencier les tills associés à différents lobes glaciaires (Shetson, 1984).

La distribution des erratiques dans les Plaines intérieures méridionales a fourni des renseignements sur les directions d'écoulement glaciaire. La Traînée d'erratiques de Foothills et plusieurs autres traînées d'erratiques dans le sud de l'Alberta ont permis d'établir les directions d'écoulement glaciaire dans la zone de coalescence entre les glaces de la Cordillère et les glaces laurentidiennes (Stalker, 1956; Jackson, 1980b; fig. 2- 19). De plus, la dispersion de deux types d'erratiques distincts suggère qu'ils ont été mis en place par des glaces dont les directions différaient de celle de la dernière avancée glaciaire (fig. 2-20). Le premier type d'erratiques est une grauwacke à grain fin contenant de petites concrétions carbonatées (Formation d'Omaraluk), et qui semble provenir du sud-est de la baie d'Hudson (Prest et Nielson, 1987). Cette grauwacke est présente dans les tills du Manitoba, de la Saskatchewan, et dans certaines parties du sud-est de l'Alberta, presque 2 200 km au sud-sud-ouest de la source présumée. L'autre type est une roche ferrifère oolitique présente sous forme d'erratiques à l'extrémité ouest des collines Cypress, dans le sud-est de l'Alberta, environ 1 100 et 1 500 km au sud des deux sources possibles, l'une au nord du lac Athabasca, l'autre près de l'extrémité est du Grand lac des Esclaves (fig. 2-19).

Des successions d'unités de till, identifiées dans les sondages et en affleurement, ont été corrélées d'après leur position stratigraphique et les propriétés de leurs constituants. Fenton (1974) a identifié huit unités de till dans le sud-est du Manitoba; Klassen (1979) et Christiansen (1968a,b) en ont distingué au moins quatre dans le sud-ouest du Manitoba et le sud de la Saskatchewan respectivement; Stalker (1983) en a reconnu huit dans la coupe de Cameron Ranch, à la rivière Old Man, dans le centre sud de l'Alberta. Toutefois, il faut être prudent en attribuant chaque unité de till à une avancée glaciaire, car à certains endroits, les unités se répètent à cause d'écaillages glacitectoniques. Bien souvent, cette répétition ne se reconnaît qu'à la présence d'écailles ou de lambeaux rocheux dans la succession quaternaire.

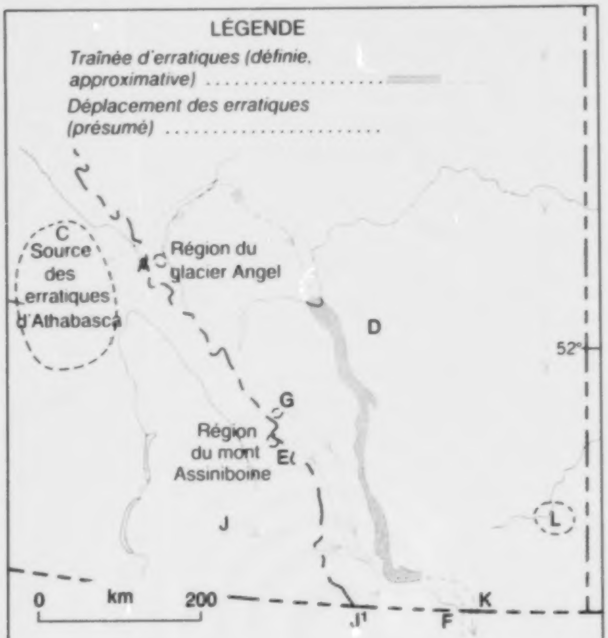


Figure 2.19. Déplacement de certains erratiques glaciaires dans le sud de l'Alberta. A-B: traînée d'erratiques de Foothills (Stalker, 1956); C-D: traînée d'erratiques de la vallée de l'Athabasca (Roed et al., 1967); E-F: traînée d'erratiques (dolomies) de McNeill (rivière Twin); G-H: dolomie vacuolaire; J-K: shale du Supergroupe de Purcell (J et J¹ sont deux sources possibles); L: formation ferrifère oolitique. Sauf indication contraire, les déplacements d'erratiques sont d'après A. MacS. Stalker (données inédites).

Dépôts glaciolacustres

Les dépôts glaciolacustres viennent au deuxième rang des dépôts glaciaires quaternaires, en terme d'abondance, dans les Plaines intérieures méridionales. Ils ont jusqu'à 10 m ou plus d'épaisseur dans les anciens bassins de grands lacs glaciaires, comme le Lac glaciaire de la Paix (nord-ouest de l'Alberta et régions adjacentes de la Colombie-Britannique), le Lac glaciaire Regina (centre sud de la Saskatchewan) et le Lac glaciaire Agassiz (est et centre du Manitoba et centre est de la Saskatchewan). Les dépôts glaciolacustres sont également présents dans de nombreux bassins plus petits et constituent parfois une composante majeure des dépôts glaciaires dans les complexes de moraines bosselées. Composés surtout d'argiles et de silts, ils ont une structure qui varie de bien stratifiée à massive; dans certaines régions, les cailloux délestés sont si abondants que les sédiments lacustres peuvent être confondus avec le till. À certains endroits, notamment à l'ouest et dans les complexes de moraines bosselées, les dépôts glaciolacustres sont riches en sables. Des crêtes de plage, composées surtout de graviers dérivés du till sous-jacent, se sont formées principalement sur les rivages de grands lacs dont le niveau est demeuré stable sur de très longues périodes. Le till érodé par les vagues (délavé ou tronqué) marque la position des paléorivages de petits lacs ou de lacs qui n'ont pas connu de longues périodes de stabilité.

De façon générale, les glaces laurentidiennes se sont avancées en remontant la pente régionale, et se sont aussi retirées dans le sens de la pente régionale. Des lacs glaciaires se sont donc formés durant chaque avancée ou retrait glaciaire. Les sédiments glaciolacustres déposés durant le dernier retrait glaciaire abondent en surface, tandis que les sédiments glaciolacustres plus anciens forment une partie importante des remblaiements de vallées du Quaternaire, et il n'est pas rare d'en trouver intercalés entre les tills dans les sondages. La plupart du temps, les sédiments glaciolacustres enfouis sont interprétés comme ayant été déposés lors des avancées glaciaires. Ainsi, les sédiments glaciolacustres formés durant la déglaciation pourraient avoir été déposés dans les bassins peu profonds, de sorte qu'ils ont pu être facilement démantelés lors de l'avancée suivante. Par contre, les sédiments glaciolacustres déposés dans les vallées fluviales par les glaces en progression avaient probablement de meilleures chances de ne pas être érodés lors de glaciations subséquentes.

Dépôts fluvioglaciaires

Les dépôts fluvioglaciaires de la dernière glaciation sont très communs. Ils sont composés de sables et de graviers

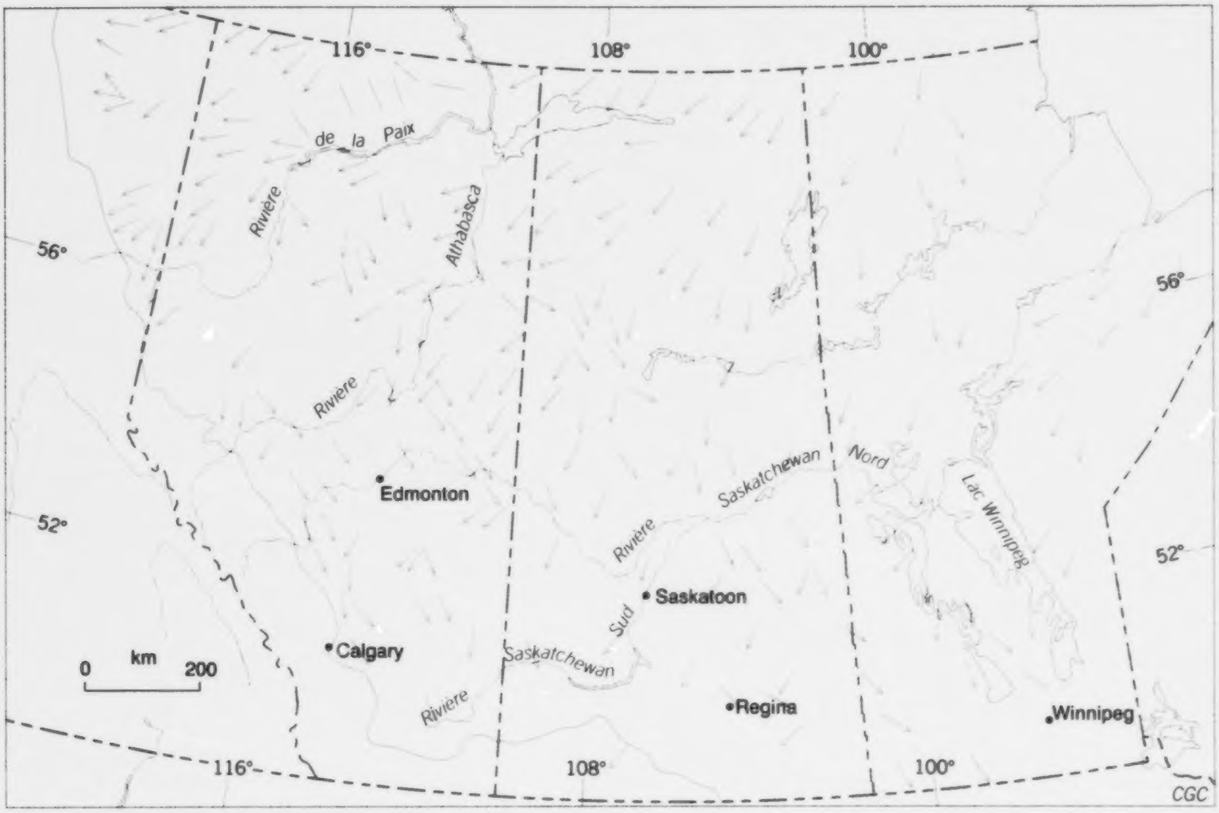


Figure 2.20. Principales directions d'écoulement glaciaire vers la fin du Wisconsinien supérieur.

généralement bien triés, modérément bien lavés et bien stratifiés. Localement, toutefois, ils sont massifs ou déformés par affaissement. Les gros clastes ont une composition similaire à celle des nappes de till adjacentes, et ont généralement une teneur en shales plus élevée que les graviers préglaciaires et interglaciaires. Presque partout, les dépôts fluvioglaciaires ont des formes distinctes en surface, notamment des kames, des eskers, des deltas, des cônes, des épandages et des complexes de kames et de kettles. Souvent, ils peuvent être associés à des réseaux de drainage fluvioglaciaires bien définis, mais à certains endroits, notamment lorsqu'ils font partie d'un complexe de moraines bosselées, il est difficile de les rattacher à un système d'écoulement fluvioglaciaire ou à un autre.

En coupe, les dépôts fluvioglaciaires renferment peu d'éléments qui permettent de les distinguer facilement de sables et graviers préglaciaires et interglaciaires. Deux critères de différenciation utilisés sont la teneur élevée en shales et autres roches tendres, et les structures de déformation. Dans bien des cas, les graviers des Plaines intérieures méridionales sont présumés être d'origine fluvioglaciaire, à moins de contenir une forte proportion de quartzite et d'autres roches résistantes, ou des fossiles quaternaires. Par conséquent, une origine fluvioglaciaire est généralement attribuée aux graviers dont le contexte stratigraphique en sondage ne permet pas de les associer à un événement préglaciaire ou interglaciaire.

Dépôts non glaciaires

Les principaux dépôts quaternaires non glaciaires qui peuvent être étudiés dans les Plaines intérieures méridionales ont été mis en place à l'Holocène. Les principaux sites de sédimentation holocène sont les dépressions fermées, les vallées et les secteurs où le couvert végétal et la disponibilité de matériaux appropriés ont favorisé la sédimentation éolienne. Les dépôts non glaciaires antérieurs à l'Holocène affleurent rarement, de sorte qu'il est difficile de faire des observations générales sur leur mode et leur milieu de sédimentation. Dans la présente section, il est présumé que les périodes non glaciaires anciennes ressemblaient beaucoup à la période actuelle et que la plupart des dépôts non glaciaires du Pléistocène ont des équivalents holocènes.

Les Plaines intérieures sont parsemées de dépressions de dimensions variées, d'origine surtout glaciaire. La plupart renferment des lacs et des étangs permanents ou éphémères. Certains bassins, notamment les plus vastes, comme celui du lac Winnipeg, sont alimentés par de grandes rivières et reçoivent donc de grandes quantités de sédiments clastiques. Cependant, la plupart des bassins ne reçoivent que de faibles quantités de matériaux clastiques qui proviennent de cours d'eau locaux, du ruissellement pluvial et de l'érosion des berges, mais dans le secteur le plus sec de la région, les évaporites sont un élément majeur des sédiments dans plusieurs bassins (Last, 1984). En géné-

ral, les petites dépressions du sud de la région, où le climat est sec, ne contiennent pas d'eau à longueur d'année et reçoivent peu de sédiments à part les matériaux fins délavés des pentes avoisinantes durant la fonte des neiges ou lors des rares pluies abondantes. Les bassins qui retiennent l'eau ou du moins restent humides à longueur d'année sont parfois les sites d'une sédimentation organique. Ces sédiments peuvent varier de la boue riche en matières organiques au sud, au gyttja et à la tourbe dans les régions plus humides du nord.

Malgré l'abondance de bassins, les sédiments lacustres holocènes sont généralement minces (jusqu'à 2 m), occupent des bassins peu profonds et auraient donc peu de chances d'être préservés à la suite d'une éventuelle glaciation. Toutefois, des sédiments enfouis de ce type ont été trouvés dans le sud-ouest du Manitoba, où une argile riche en matières organiques (Argile de Roaring River) contient des pollens et des fossiles d'invertébrés qui témoignent d'une sédimentation dans un petit étang sous un climat tempéré (Klassen et al., 1967).

Actuellement, les vallées des Plaines intérieures peuvent recevoir des sédiments de quatre sources: 1) la Cordillère à l'ouest -quartzite, carbonates et autres débris; 2) le substratum local - shales et siltstones tendres, avec un peu de concrétions ferrugineuses, de bois pétrifié et de charbon; 3) les graviers et sables préglaciaires -galets de chert et de quartzite roulés et diverses autres roches sédimentaires; et 4) les dépôts glaciaires - matériaux provenant des trois autres sources, en plus de débris métamorphiques et ignés dérivés du bouclier précambrien. Les grandes vallées fluviales des Plaines intérieures méridionales contiennent des remblaiements holocènes, sur des épaisseurs allant jusqu'à 60 m, composés de graviers et de sables déposés dans des chenaux, de silts et d'argiles déposés en eau calme, et de colluvions (Klassen, 1975); les petites vallées fluviales contiennent jusqu'à 10 m de sédiments de remblaiement où dominent les colluvions. Les dépôts sablo-graveleux d'âge pléistocène, accumulés sous forme de sédiments fluviatiles, comprennent les unités stratigraphiques suivantes: les Graviers et Sables de la Saskatchewan, décrits précédemment; le Membre de Riddell de la Formation de Floral à Saskatoon (SkaraWoolf, 1981); le gravier d'Echo Lake à Fort Qu'Appelle (site 3, fig. 2-16; Khan, 1970; Christiansen, 1972); la Formation de Mitchell Bluff à Medicine Hat (Stalker, 1976a); les graviers et sables de remblaiement de vallées sous-jacents au till en surface dans la région de Fort St. John, dans le centre est de la Colombie-Britannique (Mathews, 1978). Les sédiments fluviatiles argilo-silteux du Pléistocène sont représentés par la «bande d'Evilsmelling» du Wisconsinien moyen, à Medicine Hat (Stalker, 1976b), et par les sédiments fossilifères argilo-silteux du Wisconsinien moyen à Watino, dans le centre de l'Alberta (site 11, fig. 2-16; Westgate et al., 1972). Il semble que les colluvions ne soient pas une composante majeure des remblaiements dans la plupart des vallées, mais elles font partie de l'unité basale au site de la vallée de Wellsch, dans le sud-ouest de la Saskatchewan (site 4, fig. 2-16; Stalker et Churcher, 1972; Stalker, 1976b).

Les sédiments éoliens holocènes sont composés de sables et de silts. Les sables se présentent surtout sous forme de dunes associées à des deltas ou à d'autres dépôts glaciolacustres sablo-graveleux; à maints endroits, les loess se trouvent du côté sous le vent des champs de dunes. Les plus vastes étendues de sables dunaires holocènes dans les Plaines intérieures méridionales sont les collines Great Sand, entre les collines Cypress et la rivière Saskatchewan Sud, dans le sud-ouest de la Saskatchewan, et les collines Carberry Sand, en bordure de la rivière Assiniboine à l'est de Brandon, dans le centre sud du Manitoba. Les loess holocènes sont très communs dans le sud-ouest de la région, mais ils sont généralement trop minces pour être cartographiés. Les loess pléistocènes sont présents sur les hautes terres du sud de l'Alberta et de la Saskatchewan qui n'ont pas été englacées durant la dernière avancée glaciaire.

Dans les Plaines intérieures méridionales, les dépôts non glaciaires contiennent localement des lits de cendres volcaniques (ou téphras) qui sont négligeables en terme de volume mais dont l'identification permet de dater les sédiments encaissants. Les téphras de la région, de couleur grise à blanche et de texture argileuse à sableuse, sont constitués surtout de fragments de verre. Les unités de téphra forment généralement des lits bien marqués de 1 à 2 cm d'épaisseur, mais sont parfois beaucoup plus épaisses. Les cendres du Mazama, qui proviennent d'une éruption survenue vers 6,6 ka au lac Crater, dans la chaîne des Cascades, dans le sud de l'Oregon (Powers et Wilcox, 1964; Westgate et al., 1970), sont très communes dans l'extrême sud-ouest de la région; les cendres de Glacier Peak, associées à une éruption survenue vers 12 ka dans le nord de la chaîne des Cascades, dans l'État de Washington (Powers et Wilcox, 1964; Westgate et Evans, 1978), sont présentes localement dans les environs des collines Cypress, dans le sud-est de l'Alberta; enfin, les cendres de Pearlette, de type O, associées à une éruption survenue vers 600 ka dans la région de Yellowstone, dans le nord du Wyoming (Izett et Wilcox, 1970), affleurent au ruisseau Wascana, au nord-ouest de Regina (site 12, fig. 2-16; Westgate et al., 1977). Des unités individuelles de téphra ont été observées dans des dépôts pré-holocènes à un certain nombre de sites, mais leur origine et leur âge n'ont pas été établis précisément.

Géomorphologie des dépôts quaternaires

La géomorphologie régionale des Plaines intérieures méridionales est contrôlée dans une large mesure par le relief du substratum; toutefois, dans la majeure partie de la région, les petites formes de relief sont d'origine glaciaire.

La nature et la distribution des formes glaciaires sont abondamment documentées dans un grand nombre de rapports régionaux et les cartes qui les accompagnent (voir la carte 1704A). La distribution régionale des principales formes glaciaires est présentée dans Prest et al. (1968); des descriptions sommaires de leurs principales caractéristiques et la nomenclature utilisée sont contenues dans Prest (1968, 1984). La discussion qui suit se limitera aux moraines bosselées, aux crêtes glacitectoniques et aux moraines ondulées, car ces types de modelés sont particulièrement bien développés dans les Plaines intérieures méridionales.

Les moraines bosselées et les crêtes glacitectoniques sont des éléments dominants du relief dans plusieurs régions de plateaux, alors que les basses terres interposées sont formées de moraines de fond doucement ondulées et de plaines lacustres horizontales. Souvent, des moraines frontales sont associées aux moraines bosselées, mais les plus proéminentes - celles du lac Cree et du Pas - sont situées au nord, près de la marge du bouclier précambrien, bien loin des régions de moraines bosselées (fig. 2-18). Des kames et des eskers sont dispersés ici et là, mais ils sont beaucoup moins fréquents que dans le Bouclier canadien.

Localement, les dunes sont aussi d'importantes formes de relief proéminentes.

Moraine bosselée

Les moraines bosselées sont très bien développées sur les parties plus élevées de la plupart des plateaux; elles sont également présentes, quoique sous forme plus adoucie, à beaucoup d'endroits dans la région (fig. 2-18). Les moraines bosselées à fort relief (10-30 m) et à faible relief (5-10 m) sont constituées de plusieurs éléments morphologiques: collines morainiques, buttons, crêtes d'orientation aléatoire et dépressions interposées. Ces formes de relief sont groupées en diverses con gurations: topographie en bosses et creux régulièrement espacés, collines et buttons arrondis ou à sommet plat, entrecoupés de dépressions, et diverses formes de crêtes allant de sinueuses à presque circulaires (fig. 2-21). Les moraines bosselées sont habituellement subdivisées en deux catégories: les moraines à faible relief (5-10 m) et les moraines à fort relief (10-30 m). La nature et l'origine des moraines bosselées et des formes associées dans les Plaines intérieures méridionales ont fait l'objet de nombreuses études, notamment celles de Gravenor (1955), Gravenor et Kupsch (1959), Stalker (1960a), Parizek (1969) et Bik (1969). De l'avis général, ces moraines reflètent une déglaciation caractérisée par la stagnation de segments de la marge glaciaire, mais un désaccord subsiste quant à l'importance relative des processus glaciaires en cause. Ces divergences d'opinion se manifestent clairement dans les études qui avaient pour objet ces grandes collines surélevées à sommet plat qui sont communément appelées plateaux morainiques (Stalker, 1960a) ou « moraine-lake-plateaux » (Parizek, 1969) et qui sont si fréquentes dans les moraines bosselées.

Les moraines bosselées de la région sont formées principalement de till semblable à celui qui compose les moraines de fond adjacentes. Certains buttons sont constitués en tout ou en partie de sédiments déposés ou remaniés par l'eau, qui vont de l'argile au gravier, et, localement, des zones entières de terrain bosselé sont constituées de silts et d'argiles glaciolacustres.

Crêtes glacitectoniques[1]

Les crêtes glacitectoniques sont présentes sur les plateaux, en association avec les moraines bosselées; cependant, dans plusieurs zones plus petites, elles existent isolément (fig. 2-22). Elles résultent de l'entraînement et de la déformation sous-glaciaire de lambeaux de roche ou de dépôts pré-existants. Les indices d'écaillages glacitectoniques ont été observés initialemement dans la zone de moraines bosselées du centre est de l'Alberta (Hopkins, 1923; Slater, 1927) et, plus tard, des indices similaires ont été identifiés dans les moraines bosselées le long du Coteau du Missouri dans le sud de la Saskatchewan (Byers, 1959; Kupsch, 1962; David, 1964; St-Onge, 1967). Les recherches en surface et en subsurface ont montré que d'énormes lambeaux rocheux ont été déplacés et que les effets des chevauchements glacitectoniques ne se limitent pas aux secteurs où existent des crêtes glacitectoniques (Wickenden, 1945; Christiansen et Whitaker, 1976; Stalker, 1976a; Klassen, 1979; Fenton, 1983, 1984a). Plusieurs autres études ont amélioré notre compréhension de l'origine et de la signification des crêtes glacitectoniques (Mathews et Mackay, 1960; Moran, 1971; Moran et al., 1980; Bluemle et Clayton, 1984).

Figure 2.21. Moraine bosselée sur le versant sud des hautes terres des collines Cypress. Vue vers le nord, en direction du plateau non englacée des collines Cypress. L'encoche sur la ligne de l'horizon, à gauche, correspond au défilé séparant le bloc occidental et le bloc central du plateau. ISPG 2519-8

Les crêtes glacitectoniques les plus proéminentes longent le coteau du Missouri, orienté nord-ouest-sud-est, dans le sud-ouest de la Saskatchewan (fig. 2-18). À cet endroit, les moraines bosselées sont flanquées d'une série de crêtes presque rectilignes ou légèrement arquées, hautes de 15 à 60 m et espacées de 150 à 300 m. Ces crêtes, qui s'allongent habituellement sur plusieurs kilomètres, ont un sommet aigu ou légèrement arrondi. Des dépressions de départ situées à l'amont glaciaire ont été observées par endroits (Christiansen et Whitaker, 1976).

D'autres formes d'origine glacitectonique sont constituées d'une colline isolée située à l'aval glaciaire d'une dépression d'arrachement ou d'un alignement de collines dont la taille diminue vers l'aval de la dépression d'origine. Fenton (1983, 1984a) appelle terrain glacitectonique l'ensemble des collines isolées et des dépressions d'arrachement et désigne un alignement de collines sous le nom de « rubble terrain ». Des modelés semblables dans le Dakota du Nord, sont appelés respectivement « hill-depressions forms » et « irregular forms » (Bluemle et Clayton, 1984).

Les déformations structurales associées aux crêtes et autres formes glacitectoniques comprennent des plissements, des failles et des empilements de dalles ou de lambeaux de roches et de dépôts (Fenton, 1984a). Toutefois, certaines masses allochtones ont été mises en place presque sans déformation interne (Stalker, 1976a); dans ce cas, la seule façon de reconnaître ces allochtones glaciaires est d'observer une unité dont la position stratigraphique est incorrecte. Il est difficile de reconnaître les lambeaux glacitectoniques dans les nappes de till à moins que des lambeaux rocheux n'y soient inclus. Les épaisseurs maximales

---

[1] Note du rédacteur de la version française. Ce sont les « ice-thrust ridges » ou « ice-thrust features » des auteurs de langue anglaise. Les termes « ice-thrust moraine » (Prest, 1968), « transverse compressional ridges » (Clayton et Moran, 1974), « glaciotectonic terrain » (Fenton, 1984a) et « transverse ridge forms » (Bluemle et Clayton, 1984) ont également été utilisées en anglais pour décrire ces formes glaciaires.

Tableau 2-9. Unités stratigraphiques du Quaternaire identifiées dans le sud de l'Alberta et le sud-ouest de la Saskatchewan.

Nom de l'unité	Description	Références	Commentaires
Till de Hidden Creek	Till cordillérien, gris clair, sableux, calcaire, pierreux	Alley, 1973	Cette unité est confinée aux grandes vallées des Rocheuses, et atteint rarement le front montagneux; elle est équivalente à l'avancée de Canmore définie par Rutter (1980).
Till de Buffalo Lake	Till laurentidien, gris clair à brun, silteux à sableux	Stalker, 1960b; Stalker, 1983	C'est le till le plus récent des plaines du sud-ouest du Canada; il se prolonge au sud jusqu'à la Moraine de Lethbridge; près de sa limite sud (site de Cameron Ranch), il se compose de trois unités de till avec silts et sables lacustres séparant les deux tills supérieurs.
Horizon Evilsmelling	Silts et argiles contenant des matières organiques disséminées, en particulier des fragments de bois et des fossiles de vertébrés.	Stalker et Churcher, 1982; Stalker, 1983	Cette unité occupe le fond d'une vallée remblayée dans la région de Medicine Hat; elle se serait en partie déposée dans un milieu pergélisolé.
Till d'Ernst	Till blocailleux cordillérien.	Alley, 1973	La composition varie avec la roche sous-jacente; corrélatif du Till de Bow Valley, défini par Rutter (1972).
Till de Maycroft	Till silteux, brun clair, cordillérien.	Stalker, 1963; Alley, 1973	Ce till est considéré comme l'équivalent de la sous-unité médiane de la Formation de Cameron Ranch; il a été déposé durant l'avancé de Waterton II, définie par Stalker et Harrison (1977).
Formation de Cameron Ranch	Till laurentidien pierreux, gris clair à brun sombre.	Stalker, 1983	Généralement faiblement consolidée, l'unité inclut localement trois sous-unités de till; des graviers et sables fossilifères recouvrent la sous-unité inférieure, et des dépôts lacustres et fluviatiles reposent sous la sous-unité supérieure; le till supérieur est corrélatif du Till d'Erratics Train, défini par Jackson (1980b).
Formation de Mitchell Bluff	Sables, silts et argiles discontinus, avec abondants fossiles de vertébrés.	Stalker, 1976b	Repose sur une discordance marquant le fond d'une vallée interglaciaire; la partie supérieure de l'unité est fortement déformée en de nombreux endroits.
Till de Brocket	Till laurentidien brun foncé, silteux et argileux.	Stalker, 1963	Modérément induré, massif, formant localement des falaises à structures columnaires, ce till est aisément confondu avec le Till de Maunsell, mais dans les vallées préglaciaires, il recouvre le till de Labuma ou de Maunsell, et dans les vallées interglaciaires, il recouvre le substratum rocheux ou le till de Maunsell.
Till de Maunsell	Till laurentidien silteux et argileux, gris clair à foncé.	Stalker, 1960b	Plastique et collant lorsqu'il est mouillé, ce till forme des falaises à colonnes rectangulaires ou hexagonales.
Till de Labuma	Till laurentidien silteux et argileux, brun foncé à noirâtre.	Stalker, 1960b; Stalker et Harrison, 1977	La couleur sombre et la fracturation distinctive en petits cubes durant la dessication caractérisent ce till; déposé par la glaciation la plus étendue à avoir recouvert cette partie des Plaines, ce till est le plus ancien de la région de Medecine Hat et plus à l'ouest; il se prolonge jusqu'à 1 700 m d'altitude dans la région des contreforts.
Formation Albertan	Till cordillérien silteux, sableux et pierreux.	Dawson et McConnell, 1896; Stalker, 1963; Alley, 1973	Il s'agit du till le plus ancien et le plus étendu de la Cordillère; il occupe les vallées préglaciaires et se prolonge sur les interfluves.
Formation de Wellsch Farm	Silt, silt argileux, sable et gravier contenant des fossiles de vertébrés et un téphra.	Stalker, 1976b	Les fossiles indiquent un âge d'environ 1,8 Ma, ce que les données paléomagnétiques tendent à confirmer (Barendregt, 1985); l'âge du téphra n'est pas concluant (Westgate et al., 1978).
Sables et graviers de la Saskatchewan	Silt, sable, gravier et argile.	McConnell, 1886; Rutherford, 1937; Stalker, 1968a; Westgate, 1968	Sédiments fluviatiles et lacustres déposés au fond des vallées préglaciaires avant et pendant les premières avancées glaciaires laurentidiennes.

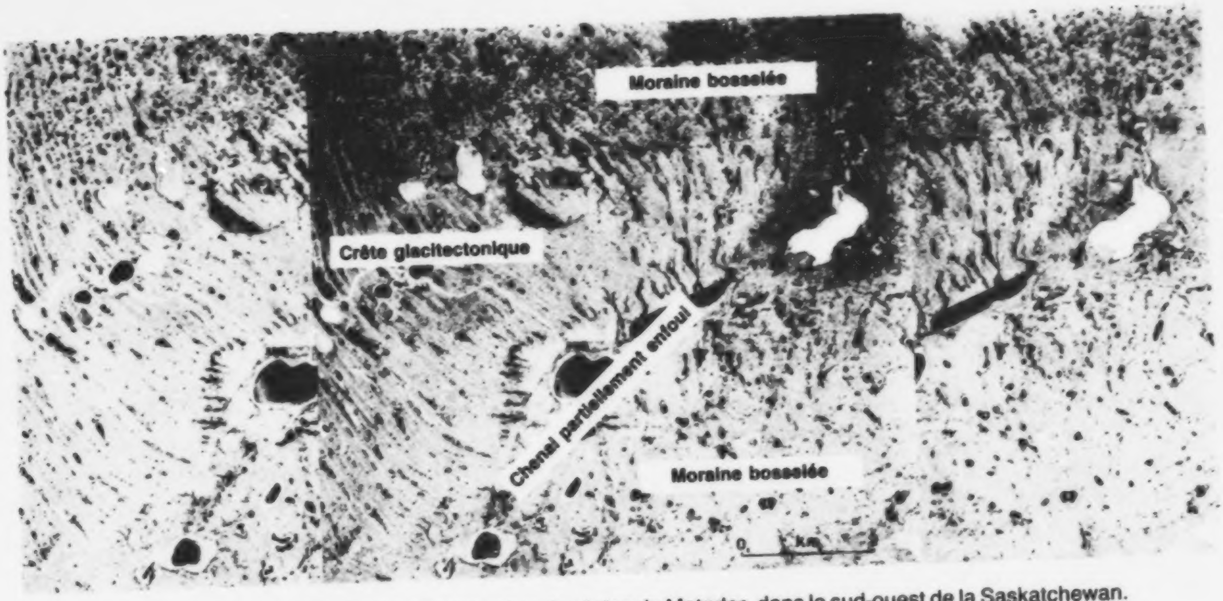


Figure 2.22. Crêtes glacitectoniques dans la région de Matador, dans le sud-ouest de la Saskatchewan. Les crêtes de direction nord-ouest sont tronquées par un chenal fluvioglaciaire partiellement enfoui sous une moraine bosselée; la moraine et le chenal sont donc, soit contemporains, soit postérieurs aux crêtes (Christiansen et Whitaker, 1976). Cliché A25126-71, 72, 73 de la Photothèque nationale de l'air.

connues de matériaux soumis à des chevauchement glacitectoniques s'échelonnent entre 60 et 180 m (Wickenden, 1945; Kupsch, 1962; Christiansen et Whitaker, 1976).

Les crêtes glaciotectoniques situées le long de la côte du Yukon et décrites par Mackay (1959) servent pratiquement de modèles pour les formes similaires des Plaines intérieures méridionales du Canada. Mackay (1959) et Mathews et Mackay (1960) ont suggéré que les mécanismes de chevauchement glacitectoniques dépendaient de conditions hydrologiques particulières et du régime d'écoulement glaciaire dans la zone marginale des glaciers continentaux. Ces études ont permis de mieux comprendre l'origine et la signification des formes glacitectoniques dans les Plaines intérieures (Moran, 1971; Christiansen et Whitaker, 1976; Moran et al., 1980; Bluemle et Clayton, 1984).

Moraines ondulées [1]

Les moraines ondulées sont constituées de crêtes alignées, de buttons et de dépressions dont l'orientation reflète celle des marges glaciaires lobées. Les moraines ondulées sont généralement constituées de séries de crêtes alignées, hautes de 3 à 9 m, longues de 300 à 1 200 m, et espacées de 120 à 200 m. Des crêtes plus petites et des buttons reliant ces crêtes alignées forment une myriade de dépressions fermées, allongées et irrégulières. L'aspect caractéristique de ce type de terrain est celui d'une surface ondulée à alvéolaire, décrivant de grands arcs. Les crêtes et les buttons sont habituellement formés du dernier till déposé dans la région, bien que certains renferment des noyaux de till plus ancien (Klassen, 1979). Des sables et graviers juxtaglaciaires, formant de petits eskers et des épandages fluvioglaciaires, sont localement associés aux moraines ondulées, notamment dans les rentrants interlobaires. Les moraines ondulées semblent refléter la configuration des systèmes de fractures ou des zones de faiblesse dans les zones marginales de lobes glaciaires devenus stagnants (Elson, 1957; Gravenor et Kupsch, 1959; Prest, 1968).

HISTOIRE DU QUATERNAIRE

La stratigraphie documente une longue série d'événements quaternaires dans les Plaines intérieures méridionales, et des dépôts remontant au début du Quaternaire ont été mis en évidence (Stalker, 1976b). Les unités stratigraphiques, décrites dans de nombreux rapports régionaux, ont été résumées par Stalker (1976b), Fenton (1984b), et Fulton et al. (1984). La nature des principaux types de sédiments qui constituent les unités quaternaires de la région a été décrite dans la section intitulée *Nature et distribution des dépôts quaternaires*. La présente section met l'accent sur l'histoire du Quaternaire, et le lecteur est invité à consulter les rapports régionaux et les sommaires susmentionnés pour avoir une meilleure compréhension des données stratigraphiques qui ont permis de reconsti-

(1) Note du rédacteur de la version française. Ce sont les « corrugated moraines » de certains auteurs de langue anglaise. Divers termes ont été appliqués à ces formes morainiques: « minor end moraine », « minor recessional moraine », « washboard moraine », « ridged moraine », « corrugated ground moraine » et « corrugated moraine » (Christiansen, 1956, 1961; Elson, 1957; Gravenor et Kupsch, 1959; Prest, 1968; Klassen, 1979), mais le terme « washboard moraine » est le plus communément utilisé. Toutefois, Prest (1968) a souligné avec justesse que ce terme avait déjà été appliqué à des crêtes morainiques de nature et d'origine différentes, et il a proposé d'appeler « corrugation ground moraine » le type de moraines dont il est question ici. Klassen (1979) a par la suite proposé d'adopter le terme « corrugated moraine ».

tuer cette histoire. Une brève description des unités stratigraphiques identifiées dans le sud de l'Alberta et le sud-ouest de la Saskatchewan est présentée au tableau 2-9, tandis que les unités du sud de la Saskatchewan et du Manitoba sont présentées au tableau 2-10. La figure 2-23 montre l'extension relative vers le sud-ouest des unités de till dans le sud de l'Alberta et les met en corrélation avec les tills provenant de la Cordillère.

Un des aspects intéressants de l'histoire glaciaire des Plaines intérieures méridionales est que, durant tout le Pléistocène, la région a été recouverte par des glaces provenant de deux centres distincts. Du Bouclier canadien provenaient les glaces laurentidiennes qui s'écoulaient vers le sud et l'ouest dans les Plaines intérieures; des montagnes Rocheuses provenaient les glaces de la Cordillère qui s'écoulaient généralement vers l'est dans la région. Les dépôts glaciaires associés aux glaces laurentidiennes contiennent des débris dérivés du bouclier précambrien, lesquels sont absents dans les dépôts cordillériens, sauf lorsque ces derniers remanient des dépôts laurentidiens plus anciens. Dans la plupart des endroits où les relations stratigraphiques sont nettes, les glaces de la Cordillère étaient contemporaines des glaces laurentidiennes, ou encore elles avaient déjà atteint leur limite orientale et commencé à se retirer lorsque les glaces laurentidiennes corrélatives atteignaient leur maximum. Cela n'est guère étonnant, puisque les glaces provenant de l'ouest descendaient la pente régionale, tandis que les glaces provenant de l'est la remontaient; en outre, la marge orientale des glaces de la Cordillère se trouvait à moins de 200 km des centres d'accumulation dans les montagnes, alors que la marge occidentale des glaces laurentidiennes était éloignée d'au moins 1 500 km des centres de dispersion à l'ouest de la baie d'Hudson. Outre le contact direct des deux masses glaciaires pendant plusieurs glaciations, il est probable que les glaces de la Cordillère affectaient indirectement les glaces laurentidiennes, en interceptant l'humidité dont étaient chargées les masses d'air du Pacifique en déplacement vers l'est. Le présent rapport porte principalement sur l'histoire de cette partie de la région qui fut affectée principalement par des glaces provenant de l'est. Le premier chapitre (Jackson et al., 1989) contient d'autres renseignements sur la zone de chevauchement et d'interaction des glaces laurentidiennes et cordillériennes.

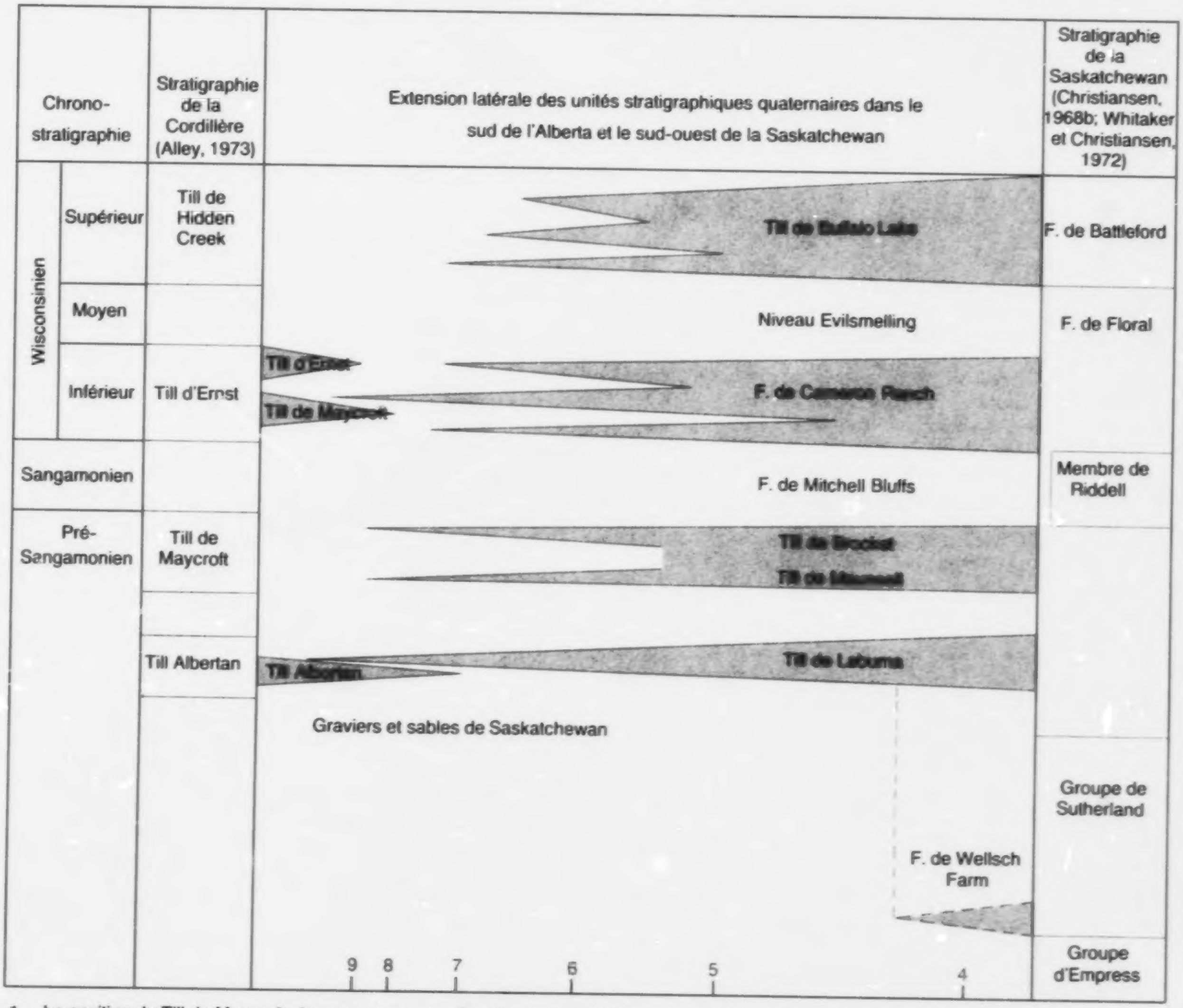
Les glaces laurentidiennes ont atteint les contreforts des Rocheuses, à la bordure occidentale des Plaines intérieures, lors de plusieurs avancées glaciaires, dont la plus importante a porté les glaces jusqu'à une altitude de 1 500 à 1 600 m. Les secteurs les plus élevés des collines Cypress ainsi que le mont Wood et les plateaux autour de Del Bonita sont les seules parties de la région à n'avoir jamais été englacées (fig. 2-16). Le fait que les glaces laurentidiennes s'avançaient à contrepente a eu deux conséquences: les glaces ne s'avançaient pas très loin dans les Plaines intérieures durant les glaciations de moindre ampleur, et 2) des lacs glaciaires se formaient autant lors des avancées que des retraits glaciaires. Les événements glaciaires documentés dans une région donnée dépendent du nombre de glaciers qui ont envahi la région et du pouvoir érosif de chacun des glaciers successifs. Près de la marge du Bouclier canadien, la région a probablement été englacée durant la plupart des avancées glaciaires laurentidiennes, mais les glaces y ont causé une forte érosion et les dépôts des glaciations antérieures y ont été enlevés en majeure partie. Plus au sud-ouest, près des limites des inlandsis, la sédimentation l'a emporté sur l'érosion, et les dépôts hérités des glaciations antérieures ont été préservés dans des vallées ou sont demeurés hors de portée des glaciations suivantes. Le sud-ouest des Plaines est la région qui documente la plus longue séquence d'événements glaciaires

Tableau 2-10. Corrélation des unités lithostratigraphiques dans le sud de la Saskatchewan et du Manitoba.

Lithostratigraphie				Biostratigraphie	Chronostratigraphie	
Sud de la Saskatchewan (Christiansen, 1968b, 1971a, et communication personnelle, 1984		Sud du Manitoba (Klassen, 1969, 1979)	Sud-ouest du Manitoba (Fenton, 1974, Teller and Fenton, 1980)			
Groupe de Saskatoon	Formation de Battleford	Formation d'Arran Formation de Zelena Formation de Lennard	Formation de Marchand Formation de Whitemouth Formation de Roseau Formation de Whiteshell Formation de Senkiw		Supérieur	Wisconsinien
				Dépôts non dénommés (Klassen, 1969) Formation de Vita (Fenton, 1974) Unites XX et XXI (Stalker, 1976b)	Moyen	
		Formation de Minnedosa	Formation de Tolstoi Formation de Stuartburn		Inférieur	
	Formation de Floral			Membre de Riddell (SkaraWoolf, 1981) Gravier d'Echo Lake (Khan, 1970) argile de Roaring River (Klassen et al., 1967) Formation de St. Malo (Fenton, 1974)	Sangamonien	
		Formation de Shell	Formation de Woodmore		Pre-Sangamonien	
Groupe de Sutherland	Till supérieur Till moyen	Formation de Tee Lakes Formation de Largs	Formation de Rosa			
Groupe d'Empress	Till inférieur					

liés aux glaces laurentidiennes, même si les événements glaciaires ont été plus nombreux dans les basses terres au nord-est.

Selon toute probabilité, les glaces de la Cordillère ne se sont jamais avancées très loin dans les Plaines intérieures. En effet, durant les glaciations de moindre ampleur, elles ne franchissaient pas les contreforts et, durant les glaciations majeures, elles étaient retenues à la bordure occidentale des Plaines intérieures par les glaces laurentidiennes qui s'avançaient alors vers l'ouest. Au sud de 55°N, les glaces de montagne formaient des glaciers de vallée et des lobes de piémont dans les montagnes ou en bordure des plaines et n'entraient en coalescense avec les glaces laurentidiennes que lors des plus grandes glaciations. Au nord de 55°N, par contre, les glaces de montagne semblent s'être fusionnées avec les glaces des plaines durant la plupart des glaciations majeures. Dans certains cas, des courants glaciaires provenant des montagnes sont entrés en contact avec les glaces laurentidiennes et se sont écoulés vers le sud, où ils ont abandonné des débris cordillériens caractéristiques (Stalker, 1956; Jackson, 1980b; fig. 2-19). La stratigraphie des événements glaciaires cordillériens est moins complète que celle des événements laurentidiens et ce, pour deux raisons: 1) les vallées, où l'accumulation d'épaisses séquences sédimentaires est possible, sont aussi soumises à une érosion glaciaire très con-



1 La position du Till de Maycroft demeure controversée; Alley le considère comme un till unique englobant les tills de Maunsell et de Brocket; pour Stalker, ce till surmonte le Till de Brocket et son dépôt date de la glaciation subséquente

2 Les numéros marquent la position approximative des sites présentés à la figure 2-16

CGC

Figure 2.23. Extension des unités stratigraphiques formelles du Quaternaire du sud de l'Alberta et du sud-ouest de la Saskatchewan, ainsi que leur corrélation avec les unités de la Cordillère et avec la stratigraphie quaternaire de référence de la Saskatchewan.

centrée; 2) les sédiments glaciaires déposés en dehors des vallées sont généralement minces et facilement érodables. En règle générale, les sédiments de glaciers de montagne ont de meilleures chances d'être préservés dans les plaines que dans les montagnes, car même si une avancée glaciaire n'était pas assez importante pour déposer un till au-delà du front montagneux, les nappes fluvioglaciaires associées pouvaient être préservées dans les remblaiements de vallées. Malheureusement, les sédiments glaciaires et non glaciaires proviennent des mêmes sources en montagne, et il est très difficile de différencier les épandages fluvioglaciaires dans la Cordillère des autres sédiments fluviatiles provenant de la même région.

La datation et la corrélation des événements quaternaires des Plaines intérieures méridionales ont été accomplies à l'aide de diverses techniques, en particulier la paléontologie des vertébrés. Les dépôts quaternaires de la région sont distribués sur une période assez longue de sorte qu'une certaine évolution biologique est observable; la composition faunistique peut donc être utilisée pour obtenir une chronologie relative. De plus, l'histoire régionale des migrations et des extinctions animales est bien connue, de sorte que la présence de certaines espèces peut servir à établir des âges limites. Enfin, la faune d'une unité peut être révélatrice du climat qui régnait au moment de la sédimentation, ce qui permet d'établir des corrélations régionales. En dépit de ces avantages, la paléontologie des vertébrés est un outil de datation et de corrélation assez approximatif. Les études paléomagnétiques constituent l'une des méthodes les plus prometteuses. Jusqu'à maintenant, les données sont insuffisantes pour dresser des courbes de variations séculaires qui puissent servir à l'établissement de corrélations, mais les études ont montré que la plupart des sédiments quaternaires des Plaines intérieures méridionales sont de polarité normale. Dans un cas, cependant, les résultats paléomagnétiques indiquent une sédimentation durant la Sous-zone polaire normale d'Olduvai de la Zone polaire inverse de Matuyama, vers 1,75 Ma (Foster et Stalker, 1976; Barendregt, 1985). La datation au ^{14}C est une bonne méthode pour dater des événements postérieurs à 50 ka. Malheureusement, dans les Plaines intérieures, peu de dépôts pléistocènes de cet âge contiennent suffisamment de matières organiques pour permettre l'utilisation de cette méthode. Des lits de téphra sont présents localement, mais seules les cendres de Wascana Creek ont été datées et corrélées avec une unité connue de téphra (Westgate et al., 1977). Des paléosols et des horizons altérés nous renseignent localement sur les épisodes d'altération et contribuent ainsi à reconstituer l'histoire de la région. Ils ont été utilisés pour estimer la durée relative des intervalles non glaciaires; toutefois, le paléosol de Prelate (David, 1966) est le seul à avoir été entièrement décrit et nommé. Des essais de datation ont été effectués par la méthode de la résonance du spin électronique et celle du déséquilibre de l'uranium sur des restes fossiles de vertébrés, mais aucun résultat concluant n'a été obtenu jusqu'à maintenant (Szabo et al., 1973; Zymela et al., 1988).

Pléistocène inférieur

Le Pléistocène inférieur est la subdivision chronologique la plus ancienne du Quaternaire et s'échelonne de la fin de la Sous-zone polaire normale d'Olduvai, vers 1,65 Ma, jusqu'au début de la Zone polaire normale de Brunhes, vers 0,79 Ma (Johnson, 1982; Aguire et Pasini, 1985; Bowen et al., 1986). Seuls quelques événements quaternaires documentés dans les Plaines intérieures méridionales ont été attribués avec certitude à cette période.

Les plus anciens dépôts attribués au Pléistocène inférieur sont les sédiments sous-jacents à quatre tills dans la coupe de la vallée de Wellsch (site 4, fig. 2-16; tableau 2-9; Stalker et Churcher, 1972). L'unité médiane de ces sédiments est un silt gris finement stratifié, et contenant quelques lentilles de gravier; elle renferme un assemblage de vertébrés fossiles qui suggère l'Irvingtonien inférieur (Irvingtonian Land Mammal Age) (fig. 2-24; Stalker, 1976b; Churcher, 1984). En outre, les sédiments de la partie inférieure de cette coupe portent une signature paléomagnétique qui a été corrélée avec la Sous-zone polaire normale d'Olduvai (Foster et Stalker, 1976; Barendregt, 1984). Par conséquent, la base de cette unité a un âge estimé d'environ 1,7 à 1,8 Ma. Les sédiments de la vallée de Wellsch comprennent une unité basale de dépôts de badlands, surmontée de sédiments d'étang puis d'une unité sommitale de dépôts glaciaires. Cette succession semble indiquer une tendance à un refroidissement climatique marqué probablement accompagné d'une humidité accrue. Toutefois, le climat a probablement beaucoup fluctué, car la faune de la partie centrale de l'unité renferme des espèces de climats chauds et froids, suggérant un climat semblable au climat actuel. Le dépôt de cette formation s'est vraisemblablement échelonné sur 10 à 20 ka.

Des cailloux dérivés du bouclier abondent à plusieurs endroits dans les sédiments du site de la vallée de Wellsch, et la vallée dans laquelle se sont déposés les sédiments est interprétée, selon des critères morphologiques, comme étant une vallée interglaciaire (Stalker et Churcher, 1972). Le site de la vallée de Wellsch a donc été recouvert par des glaces provenant du Bouclier canadien au moins une fois avant le dépôt des sédiments qui reposent à la base de la succession. C'est pourquoi une unité de till sous-jacente à la Formation de Wellsch Farm est représentée à la figure 2-23. Le till associé à cette avancée glaciaire précoce n'a

Figure 2.24. Répartition chronologique en Amérique du Nord de quelques-uns des taxons mammifères fossilisés dans les dépôts quaternaires des Plaines intérieures méridionales du Canada (modifié de Stalker et Churcher, 1982). La localisation des sites est indiquée à la figure 2-16. Noms des sites: 2. Saskatoon; 3. Fort Qu'Appelle (Bliss); 4. Wellsch Valley; 5. Medicine Hat; 10. Cochrane; 11. Watino; 13. Blindloss; 14. Empress Elevators; 15. Hand Hills; 16. Rivière de la Paix (ouest); et * = Région d'Edmonton mais le site exact est inconnu.

Note: Les points d'interrogation relatifs aux taxons nos 5 et 69 signifient qu'à deux endoits (Hand Hills et région d'Edmonton), les âges des dépôts dont proviennent les ossements sont inconnus mais sont présumément sangamoniens. L'intervalle chronologique des faunes représentées dans ces deux régions pourrait être plus long.

Âges suggérés (ka) selon l'échelle chronostratigraphique du centre de l'Amérique du Nord: 1 870 – NÉBRASKIEN – 1 200 – AFTONIEN – 1 000 – KANSIEN – 600 – YARMOUTHIEN – 400 – ILLINOIEN – 130 – SANGAMONIEN – 80 – WISCONSINIEN INFÉRIEUR – 60 – WISCONSINIEN MOYEN – 25 – WISCONSINIEN SUPÉRIEUR – 10 – HOLOCÈNE – ACTUEL – FAUNE ACTUELLE

Numéro des taxons	Taxons: Noms scientifiques	Taxons: Noms vernaculaires	Sites où les taxons ont été trouvés (les numéros renvoient aux sites localisés sur la fig. 2-16)
1.	*Megalonyx* sp.	Paresseux terrestre indéterminé	4. 5.
2.	*Nothrotherium* cf. *shastense*	Paresseux terrestre de Shasta	5.
3.	*Paramylodon harlani*	Paresseux terrestre d'Harlan	5.
4.	*?Hypolagus limnetis*	Lapin de Gazin	4.
5.	Leporidae indet.	Lièvre ou lapin	15.
6.	*Lepus* cf. *townsendii*	Gros lièvre des prairies	5.
7.	*Sylvilagus floridanus*	Lapin brun à queue blanche	5.
8.	*Cynomys* cf. *leucurus*	Chien des prairies	2. 5. 15.
9.	*Cynomys* cf. *meadensis*	Chien des prairies de Meade	4.
10.	*Citellus* cf. *meadensis*	Écureuil de terre de Meade	5.
11.	*Citellus richardsonii*	Écureuil de terre de Richardson	2. 5. 15.
12.	*Thomomys* sp.	Saccophore innomé	4.
13.	*Thomomys talpoides*	Saccophore à poches de Richardson	5.
14.	*Castor canadensis*	Castor du Canada	5.
15.	*Microtus* sp.	Campagnol des champs indéterminé	2. 5.
16.	*Microtus paroperarius*	Campagnol pliocène	4.
17.	*Microtus* cf. *pennsylvanicus*	Campagnol des champs de Pennsylvanie	2. 15.
18.	*Allophaiomys* sp.	Campagnol innomé	4.
19.	*Pliophenacomys osborni*	Campagnol pliocène d'Osborn	4.
20.	*Synaptomys kansasensis*	Lemming du Kansas	4.
21.	*Ondatra zibethicus*	Rat musqué	2. 5.
22.	*Erethizon dorsatum*	Porc-épic	5.
23.	*Mustela nigripes*	Furet à pattes noires	5.
24.	*Spilogale* cf. *putorius*	Mouffette	5.
25.	*Vulpes vulpes*	Renard roux	2. 5.
26.	*Borophagus diversidens*	Chien ostéophage de Cope	4.
27.	*Taxidea taxus*	Blaireau	2. 3.
28.	*Canis* cf. *latrans*	Coyote	2. 5.
29.	*Canis lupus*	Loup gris	5.
30.	*Canis dirus*	Loup macabre	5.
31.	*Canis* sp.	Loup indéterminé	3. 5. 11.
32.	*Procyon lotor*	Raton commun	5.
33.	*Arctodus simus*	Ours à tête courte	3.
34.	*Smilodon fatalis*	Gros chat smilodant	5.
35.	*Felis leo atrox*	Lion pléistocène	5. 13.
36.	*Lynx canadensis*	Lynx du Canada	5.
37.	*Lynx* cf. *rufus*	Chat sauvage	4.
38.	*Mammuthus* sp.	Mammouth indéterminé	2. 5. 11. 15. •
39.	*M. imperator haroldcooki*	Mammouth de Cook	4.
40.	*Mammuthus imperator*	Mammouth impérial	5. 13. 14.
41.	*Mammuthus columbi*	Mammouth colombien	2. 3. 5.
42.	*Mammuthus primigenius*	Mammouth de Sibérie	5. 14. 16.
43.	*Equus complicatus*	Cheval de l'est	4.
44.	*Equus calobatus*	Hémione aux jambes élongées	5.
45.	*Equus conversidens*	Hémione du Mexique	2. 5. 10. 11. 13. 14. 15. •
46.	*Equus pacificus*	Cheval du Pacifique	4.
47.	*Equus niobrarensis*	Cheval de Niobrara	2. 5. 11.
48.	*Equus scotti*	Cheval de Scott	2. 3. 5. 14. •
49.	*Equus giganteus*	Cheval géant	5.
50.	*Amerhippus* sp.	Cheval néogène indéterminé	5.
51.	*Platygonus ?bicalcaratus*	Pécari de Cope	4.
52.	Camelidae indet.	Camélidé indéterminé	5.
53.	*Hemiauchenia* sp.	Lama indéterminé	5.
54.	*Hemiauchenia stevensi*	Lama de Stevens	5.
55.	*Hemiauchenia hollomani*	Lama de Holloman	5.
56.	*Camelops* sp.	Chameau indéterminé	2. 4.
57.	*Camelops minidokae*	Chameau de l'Irvingtonien	5.
58.	*Camelops hesternus*	Chameau de l'ouest	2. 3. 5. 14. •
59.	*Odocoileus* sp.	Chevreuil néarctique	2. 5.
60.	*Odocoileus* cf. *virginianus*	Cerf de Virginie	5.
61.	*Cervus canadensis*	Wapiti	2. 5. 16.
62.	*Rangifer tarandus*	Caribou	5. 10.
63.	*Rangifer* sp.	Petit caribou	5. 14.
64.	*?Cervalces* sp.	Cerf	3. 5.
65.	*?Tetrameryx* sp.	Antilope d'Amérique à quatre cornes	4.
66.	Antilocapridae indet.	Cabri indéterminé	5.
67.	*Antilocapra* cf. *americana*	Antilope d'Amérique	2. 5.
68.	*Ovis canadensis*	Mouflon des Rocheuses	5. 10.
69.	*Ovibos moschatus*	Boeuf musqué	11. •
70.	*Symbos cavifrons*	Boeuf musqué des bois	3. 5. •
71.	*?Euceratherium* sp.	Boeuf musqué du sud	4.
72.	*Bison* cf. *bison*	Bison américain	5. 10. 11. 14. 16.
73.	*Bison* cf. *latifrons*	Bison géant	2. 3. 5. 11.
74.	*Bison* sp.	Bison indéterminé	5. 11.

Trouvé dans des dépôts de l'âge indiqué ——————

Existence connue à l'âge indiqué . . . .

Existence présumée à l'âge indiqué . . . .

En existence avant le Nébraskien en Amérique du Nord . . . <

En existence actuellement en Amérique du Nord . . . . >

En existence actuellement dans les Plaines intérieures méridionales . . . .

CGC

pas été décrit d'après les sédiments de la vallée Wellsch, mais il se pourrait que l'un des tills inférieurs du Groupe de Sutherland (Christiansen, 1968b; E.A. Christiansen, E.A. Christiansen Consulting Ltd., Saskatoon, Saskatchewan, communication personnelle, 1984) ait été déposé au cours de cette glaciation.

Pléistocène moyen

Le Pléistocène moyen s'étend du début de la Zone polaire normale de Brunhes jusqu'au début du dernier interglaciaire (Sangamonien) (environ 790-130 ka; Bowen et al., 1986). Des conditions non glaciaires existaient probablement dans une partie des Plaines intérieures méridionales au début de cet intervalle, comme l'atteste la présence d'un téphra (corrélé avec les cendres de Pearlette de type O) déposé dans des argiles lacustres d'un site du ruisseau Wascana, en Saskatchewan, entre 700 et 600 ka (Westgate et al., 1977). Plus récents, les Sables et Graviers de Saskatchewan à Medicine Hat forment, à l'intérieur de cette période, une autre unité pour laquelle un âge absolu est disponible (tableau 2-9). À ce site, les sédiments fluviatiles non glaciaires contiennent un téphra daté à 435 ka par la méthode des traces de fission (Westgate et al., 1978), et situé entre le Kansanien moyen et le Yarmouthien d'après la faune vertébrée (Stalker, 1976b). Les inlandsis provenant de l'est n'avaient apparemment pas atteint ce secteur avant cette période, car les Sables et Graviers de Saskatchewan ne contiennent pas de cailloux du bouclier. Toutefois, la présence d'épandages fluvioglaciaires de montagne dans la partie supérieure des Sables et Graviers de Saskatchewan, et la présence, au-dessus de cette unité, de sédiments lacustres proglaciaires déposés devant des glaces laurentidiennes en progression dans les vallées des plaines marquent le début d'un épisode de glaciation.

Cette avancée des glaces laurentidiennes est peu documentée, car ses dépôts ne sont que rarement exposés (Stalker, 1983, p. 10, unité CRD). Selon Stalker, il s'agit probablement d'une phase ancienne de l'avancée de Labuma qui lui a succédé. La première avancée glaciaire ayant atteint Medicine Hat semble avoir atteint une altitude de quelque 900 m dans le sud-ouest des plaines, sans toutefois pousser sa limite occidentale jusqu'à Lethbridge.

Stalker et Harrison (1977) ont inventé le terme « Grande Glaciation » pour désigner la glaciation durant laquelle les glaces laurentidiennes et les glaces de la Cordillère ont atteint leurs limites maximales de tous les temps dans cette région. Ces glaces laurentidiennes ont mis en place le Till de Labuma, et les glaces de la Cordillère, le Till Albertan (tableau 2-9; Stalker et Harrison, 1977). À Medicine Hat, les dépôts glaciaires les plus anciens recouvrent les Sables et Graviers de Saskatchewan qui renferment une faune non antérieure au Yarmouthien supérieur (Stalker, 1976b); la glaciation au cours de laquelle le Till de Labuma a été déposé est donc postérieure au Yarmouthien. Cet âge diffère de celui de la glaciation la plus importante dans les Plaines intérieures septentrionales (Glaciation de Banks), qui semble avoir eu lieu avant la fin de la Zone polaire inverse de Matuyama, soit au Pléistocène inférieur (Vincent, 1989).

Les glaces qui ont déposé le Till de Labuma ont envahi la totalité des Plaines intérieures méridionales à l'exception de petits secteurs dans les plateaux du mont Wood, dans les collines Cypress et à Del Bonita (Prest et al., 1968). Dans les contreforts et sur le front des Rocheuses, ces glaces s'étendaient jusqu'à une altitude d'environ 1 555 m près de la frontière américaine, et d'environ 1 680 m dans les collines Porcupine, à 80 km au nord (Stalker, 1959, 1962).

Lorsque ces glaces ont entrepris de se retirer vers l'est, des lacs se sont sans doute formés le long de la marge glaciaire, mais l'existence de ces lacs proglaciaires est connue surtout par les chenaux-déversoirs creusés par leurs exutoires. La plupart des grands chenaux-déversoirs qui existent dans le sud-ouest de la région ont probablement été creusés à cette époque (fig. 2-18), bien qu'ils aient été réutilisés et modifiés durant les glaciations subséquentes.

Les glaces qui ont déposé le Till Albertan s'écoulaient des montagnes pour former un vaste lobe de piémont. Il s'agit de l'Avancée glaciaire de Waterton I et du « Grand glacier de la Cordillère » dont parlent Stalker et Harrison (1977, p. 887-892). Contrairement aux glaciations subséquentes, les glaces laurentidiennes n'entravaient aucunement l'écoulement des glaces sortant des vallées, sauf durant les derniers stades. Le fait que les glaces des plaines aient pu s'avancer jusqu'au front des montagnes et la présence occasionnelle de sables et de silts entre les tills Albertan et de Labuma indiquent que les glaces de la Cordillère avaient retraité de beaucoup avant l'arrivée des glaces laurentidiennes. Un contact entre les deux inlandsis est possible, puisque certains indices suggèrent que les glaces laurentidiennes atteignaient leur altitude maximale entre les vallée majeures. De toute évidence, les glaces de la Cordillère qui occupaient les vallées montagneuses en ont bloqué l'accès aux glaces laurentidiennes (Stalker, 1959; Stalker et Harrison, 1977, p. 892-897).

Les tills de Maunsell et de Brocket, sus-jacents au Till de Labuma, représentent deux avancées glaciaires survenues à la fin du Pléistocène moyen (tableau 2-9). Ces avancées avaient une extension suffisante pour s'approcher du front montagneux; en fait, en terme d'extension, il s'agit des troisième et quatrième avancées les plus importantes des glaces laurentidiennes (fig. 2-23). Ces avancées glaciaires sont pourtant mal connues, leur aire d'extension ayant été complètement englacée au Pléistocène supérieur. Alley (1973, p 166) considérait les tills de Maunsell et de Brocket comme un seul et même till. Ici, ces deux tills sont associés à deux avancées glaciaires distinctes, du fait que le Till de Maunsell surmonte généralement le substratum dans la plus ancienne série de vallées interglaciaires, tandis que le Till de Brocket repose sur le substratum dans la deuxième série la plus ancienne, et repose sur le substratum et le Till de Maunsell dans la plus ancienne série. De toute évidence, des glaces se sont avancées de la Cordillère à cette époque, mais aucun indice n'est connu.

Notre connaissance des dépôts quaternaires de la Saskatchewan et du Manitoba qui pourraient dater du Pléistocène moyen repose sur la stratigraphie de forages. Il est donc difficile de corréler ces dépôts de façon précise avec les affleurements du sud de l'Alberta. En Saskatchewan, si l'on présume que la zone très altérée au sommet du Groupe de Sutherland est antérieure au Pléistocène moyen et que le Membre de Riddell de la Formation de Floral est d'âge sangamonien (SkaraWoolf, 1981), la partie de la Formation de Floral qui est sous-jacente au Membre de Riddell représenterait donc des dépôts mis en place au Pléistocène moyen (tableau 2.10). Au Manitoba, les unités qui reposent sous des dépôts présumément sangamoniens, et dont la

mise en place pourrait par conséquent remonter au Pléistocène moyen (ou à une époque antérieure), sont les formations de Shell, de Tee Lakes et de Largs (Klassen, 1969, 1979) et les formations de Rosa et de Woodmore (Fenton, 1974).

Pléistocène supérieur

Le Pléistocène supérieur comprend les étages sangamonien et wisconsinien; dans le présent volume, on considère que le Pléistocène supérieur a débuté vers 130 ka et a pris fin vers 10 ka. Il comprend donc le dernier interglaciaire et la dernière glaciation. Les événements remontant au début de cette période sont mal connus, car les affleurements de sédiments de cet âge sont rares et cette période s'étend au-delà des limites de la datation au ^{14}C. Par contre, les événements de la dernière partie de cet intervalle sont assez bien connus, puisque les dépôts de cet âge recouvrent la surface de la majeure partie des Plaines intérieures méridionales et qu'ils peuvent être datés au ^{14}C.

Sangamonien

Dans l'Ouest du Canada, le Sangamonien comprend une période non glaciaire durant laquelle le climat était présumément comparable au climat actuel ou un peu plus doux. À plusieurs endroits, des dépôts ont été attribués à cet étage en raison en leur contenu en vertébrés fossiles (pour une liste des fossiles, voir Sangamonien à la fig. 2-24; Harington, 1978, p. 27-30, 37-43). Les principales unités assignées au Sangamonien sur la foi du contenu en vertébrés fossiles sont les Graviers d'Echo Lake à Fort Qu'Appelle (site 3, fig. 2-16; Khan, 1970; Christiansen, 1972), le Membre de Riddell de la Formation de Floral à Saskatoon (SkaraWoolf, 1980, 1981), et la Formation de Mitchell Bluffs à Medicine Hat (Stalker, 1976b). Les autres dépôts locaux non glaciaires ayant été corrélés avec cet interglaciaire sont l'Argile de Roaring River dans le sud-ouest du Manitoba (Klassen et al., 1967) et la Formation de St. Malo dans le sud-est du Manitoba (Fenton, 1974). Ces dépôts sont attribués au Sangamonien, car ils sont apparemment antérieurs à un intervalle non glaciaire du Wisconsinien moyen et qu'ils renferment des végétaux fossiles témoignant d'un climat aussi chaud sinon plus chaud que le climat actuel. Comme il n'y a aucun fossile qui ne soit strictement sangamonien et que les méthodes de datation absolue font défaut, il est difficile d'affirmer que tous ces dépôts sont effectivement d'âge sangamonien. L'âge attribué à ces dépôts a été contesté par Fullerton et Colton (1986), qui les situent plutôt à la fin du Pléistocène moyen, alléguant qu'aucun des vertébrés fossiles découverts dans ces dépôts n'est véritablement d'âge post-illinoien et préwisconsinien.

La durée du Sangamonien dans les Plaines intérieures est inconnue, mais cet interglaciaire est situé approximativement entre 125 et 85 ka. Durant cette période, beaucoup plus longue que le post-glaciaire, le système fluvial s'est réorganisé, formant un réseau hydrographique apparemment mieux développé que le réseau actuel. En général, les vallées principales étaient un peu plus profondes et plus larges que leurs équivalents actuels, sans toutefois s'approcher de la largeur des vallées préglaciaires. La plupart des sédiments connus datent de la fin du Sangamonien, et il s'agit de remblaiements de vallées formés après que les vallées se soient encaissées et élargies; ils ne donnent donc pas une mesure exacte des conditions générales qui ont régné durant le Sangamonien. Ils sont probablement associés à un épisode frais et humide de cette période non glaciaire, et une partie de ces sédiments a pu être déposée lorsque des glaciers commençaient déjà à se former à l'est, au nord et à l'ouest.

Wisconsinien

Durant le Wisconsinien, l'Inlandsis laurentidien a envahi les Plaines intérieures méridionales (pour une explication de la nomenclature utilisée, voir Dyke et al., 1989). Les principaux éléments de l'Inlandsis laurentidien qui ont affecté les plaines sont les Glaces d'Hudson du Secteur du Labrador, qui étaient actives dans la partie sud-est de la région au Wisconsinien supérieur et qui ont probablement transporté des « erratiques foncés » dans une bonne partie de la région à une époque antérieure; les Glaces du Keewatin du Secteur du Keewatin, auxquelles sont attribués les écoulements vers le sud et le sud-ouest dans le nord et le centre sud de la région; et les Glaces des Plaines du Secteur du Keewatin, qui s'écoulaient vers le sud et le sud-est dans la partie ouest de la région. Un examen de la figure 2-20 permet de constater que cette description est une simplification grossière d'un schéma d'écoulement qui, dans le détail, était extrêmement complexe. Qui plus est, la configuration de l'écoulement glaciaire était beaucoup plus complexe dans les Plaines intérieures méridionales que sur le Bouclier canadien. Selon Dyke et Prest (1987), les conditions d'écoulement glaciaire changeaient lorsque les glaces passaient des roches compétentes du Bouclier canadien aux roches plus facilement déformables des Plaines intérieures. Cette question de l'incidence de la déformabilité du lit sous-glaciaire sur le mouvement des glaciers a été discutée par Fisher et al. (1985).

Glaciation du Wisconsinien inférieur

Si le Wisconsinien moyen a été, dans les Plaines intérieures méridionales, une période de retrait glaciaire généralisé (Fenton, 1984b), où la limite glaciaire du Wisconsinien inférieur se trouvait-elle? Dans leur travail de reconstitution des stratigraphies régionales, les chercheurs attribuent généralement au Wisconsinien inférieur les tills reposant directement sous les dépôts du Wisconsinien moyen. Ce faisant, ils assument que les sédiments attribués au Wisconsinien moyen ont été déposés lors d'épisodes trop brefs pour inclure toute la période allant du Wisconsinien moyen au Sangamonien; de plus, les tills sous-jacents aux sédiments du Wisconsinien moyen ne renferment aucun paléosol qui puisse être interprété comme étant un sol sangamonien. C'est sur ce type de raisonnement qu'est fondée la désignation d'une série de tills du Wisconsinien inférieur (tableau 2-10 et figure 2-23; voir aussi Fenton, 1984b).

La position probable de la limite glaciaire au Wisconsinien inférieur est controversée. Stalker et Harrison (1977) ont situé cette limite dans les contreforts des Rocheuses, bien au-delà de celle du Wisconsinien supérieur. Ils se sont basés en partie sur les observations de Stalker (1977, 1983), selon lesquelles les tills recouvrant l'unité du Wisconsinien moyen à Medicine Hat se terminent à la Moraine de Lethbridge, tandis que les tills intercalés entre les unités du Wisconsinien moyen et du Sangamonien à Medicine Hat (Formation de Cameron

Tableau 2-11. Datations ^{14}C significatives provenant des Plaines intérieures méridionales du Canada.

Numéro de référence (voir fig. 2-26)	Numéro du laboratoire	Âge (années BP)	Matériel daté	Localité	Références	Commentaires
1	GSC-2294	7030 ± 170	coquilles marines	Rivière Limestone, Man. 56°31'N 94°05'W	Teller, 1980	À 1,2 m de profondeur dans les argiles marines superficielles; témoigne de l'invasion marine postérieure au Lac Agassiz
2	GSC-1825	7970 ± 150	gyttja	Flin Flon, Man. 54°45'N 101°41'W	Lowdon et Blake, 1975	À 3,7 m de profondeur dans les sédiments lacustres argileux
3	GSC-3402	9910 ± 90	bois	Fort McMurray, Alta. 58°15'N 111°25'W	Blake, 1982	À environ 10 m de profondeur dans les sables deltaïques du Lac glaciaire McConnel ou du Proto-lac Athabasca
4	GSC-391	9990 ± 160	bois	Buffalo Point, Man. 49°00'N 95°14'W	Lowdon, et al., 1967	À environ 2 m de profondeur, sur le niveau inférieur de la plage Campbell (Campbell Beach)
5	GSC-677	10 690 ± 190	bois	Shellmouth, Man. 50°58'N 101°24'W	Lowdon et Blake, 1968	Dans des alluvions sous des éboulis, environ 3 m au-dessus de l'actuelle plaine inondable de la rivière Assiniboine
6	S-2077	10 840 ± 355	bois	Petrafka, Sask. 52°39'N 106°51'W	E.A. Christiansen, communication personnelle, 1984	À environ 18 m de profondeur dans les alluvions de la rivière Saskatchewan Nord
7	S-1374	10 875 ± 660	bois	Denholm, Sask. 52°36'N 108°05'W	E.A. Christiansen, communication personnelle, 1984	À environ 24 m de profondeur dans les alluvions de la rivière Saskatchewan Nord
8	S-553	12 025 ± 205	bois	Marieval, Sask. 50°35'N 102°39'W	Christiansen, 1979	À environ 50 m de profondeur dans les alluvions de la rivière Qu'Appelle
9	GSC-1319	12 100 ± 160	tourbe	Rossendale, Man. 49°47'N 98°36'W	Lowdon et al., 1971	À environ 4 m de profondeur dans le remblaiement alluvial d'un ravin entaillant le delta de la rivière Assiniboine
10	TO-216	12 630 ± 80	coquilles dulçaquicoles	Site Ham, Sask. 49°04'05 108°45'35"	Klasson et Vreeken, 1987	Coquilles provenant de silts et sables déposés dans un lac juxtaglaciaire
11	I-1682	12 800 ± 350	gyttja	Glenora, Man. 49°26'N 99°17'W	Ritchie et Lichti-Federovich, 1968	À environ 10 m de profondeur dans les sédiments riches en pollens du lac Kettle
12	I-3476	13 900 ± 240	débris organiques	Brandon, Man. 49°50'N 99°35'W	Ritchie, 1976	À 4,2 m de profondeur dans les sédiments riches en pollens d'un lac postglaciaire situé sur le delta de la rivière Assiniboine
13	S-176	20 000 ± 850	humus	Leader, Sask. 50°59'N 109°22'W	McCallum et Wittenberg, 1965	A environ 36 m de profondeur dans un paléosol surmonté de deux tills (David, 1966)
14	GX-3530	22 260 ± 1000	débris organiques et fragments de bois	Rivière Roseau, Man. 49°11'N 96°39'W	Teller, 1980	À 20 m de profondeur dans un silt surmonté de deux tills (formation de Whitemouth et Marchand); même unité à environ 30 m de profondeur, datée à >39 ka
15	GSC-1279	23 700 ± 290	charbon de bois	Zelena, Man. 51°24'N 101°14'W	Lowdon et Blake, 1968	À environ 3 m de profondeur dans un silt de moins de 1 m d'épaisseur entre les tills de Minnedosa et Zelena (Klassen, 1979)
16	GSC-205	24 490 ± 200	fragments végétaux	Medicine Hat, Alta. 50°06'N 110°38'W	Dyck et al., 1965	A 18 m de profondeur; donne l'âge maximum du till sus-jacent, et l'âge de la partie sommitale de l'horizon Evilsmelling
17	GSC-1370	25 000 ± 800	fragments végétaux	Medicine Hat, Alta. 50°06'N 110°38'W	Lowdon et al., 1971	Donne l'âge maximum du till superposé et l'âge du matériel situé à 5 m environ sous l'horizon Evilsmelling
18	GSC-578	28 630 ± 800	fragments végétaux	Medicine Hat, Alta. 50°06'N 110°38'W	Lowdon et al., 1967	À 24 m de profondeur; donne l'âge de la base de l'horizon Evilsmelling, à environ 9 m sous le sommet
19	GSC-1442 GSC-1442-2	37 900 ± 1100 38 700 ± 1100	fragments végétaux	Redcliff, Alta. 54°05'N 110°49'W	Lowdon and Blake, 1975	À 30 m de profondeur; donne l'âge minimum du site avec fossiles de vertébrés et l'âge maximum du début de la glaciation du Wisconsinien supérieur
20	GSC-1020	43 500 ± 620	bois	Watino, Alta. 55°43' 117°38'	Lowdon et Blake, 1970	Bois provenant de l'unité qui contient de la tourbe et des mollusques; recouvre des graviers quartzitiques et est recouverte par des dépôts glaciaires du Wisconsinien supérieur
21	GSC-2052	>29 000	humus	Prelate, Sask. 51°1.5' 109°15.3'	David, 1987	Humus provenant du paléosol de Prelate Ferry, à 14,5 m à l'est de la coupe de référence

Ranch) se prolongent vers l'ouest jusqu'aux contreforts (fig. 2-23). L'avancée glaciaire du Wisconsinien inférieur serait donc la deuxième en extension au Quaternaire dans les Plaines intérieures; elle a atteint une altitude de 1 380 m dans les contreforts des Rocheuses (limite 2 de Stalker et Harrison, 1977). Durant cette avancée, les glaciers provenant de la Cordillère ont transporté de gros blocs de quartzite jusqu'à la marge de l'Inlandsis laurentidien. Cette traînée de blocs a été désignée par Stalker (1956) sous le nom de « Traînée d'erratiques de Foothills », et le till associé à ces blocs a été appelé « Till de la traînée d'erratiques » (Stalker et Harrison, 1977; Jackson, 1980b).

Fullerton et Colton (1986) ont rejeté les arguments stratigraphiques avancés à l'appui d'une glaciation au Wisconsinien inférieur dans l'ouest des plaines, et ont attribué le till renfermant la traînée d'erratiques (Formation de Cameron Ranch) au Wisconsinien supérieur. Clayton et Moran (1982) sont en désaccord avec la thèse de Stalker (1977) et font coïncider approximativement leur limite du Wisconsinien supérieur au Canada avec celle du Wisconsinien inférieur de Stalker, mais ils sont également en désaccord avec Fullerton et Colton en situant la limite du Wisconsinien inférieur un peu au-delà de celle du Wisconsinien supérieur dans les plaines des États-Unis.

Il suffira de mentionner pour l'instant qu'aucun dépôt situé en deçà ou au-delà de la limite de la dernière avancée glaciaire ne peut être attribué avec certitude au Wisconsinien inférieur sur la foi d'arguments stratigraphiques irréfutables ou d'âges absolus très fiables.

Périodes non glaciaires du Wisconsinien

Le nombre de périodes non glaciaires (interstades) au Wisconsinien est un des points litigieux de l'histoire quaternaire dans les Plaines intérieures méridionales du Canada. Une seule unité non glaciaire fossilifère a été attribuée au Wisconsinien inférieur. Il s'agit d'un dépôt de 2 à 3 m d'épaisseur constitué de graviers, de sables et de silts, qui contient du bois et des ossements de cheval, de mammouth et d'antilope d'Amérique (45, 42, fig. 2.24) et qui affleure à Medicine Hat (Stalker, 1976b). La présence d'ossements de gros mammifères suggère que ces sédiments représentent une importante période non glaciaire. Toutefois, la portée régionale de cette unité est difficile à évaluer, ces dépôts n'ayant été reconnus qu'en un seul site.

Des sédiments interstadiaires ont donné des âges ^{14}C allant de 22 à 42 ka (nos 14-20, tableau 2-11). À Watino, en Alberta (site 11, fig. 2-16; Westgate et al., 1972) et à Zelena, au Manitoba (site 1, fig. 2-16; Klassen, 1969), les données suggèrent un climat qui ne différait que très peu du climat actuel. Toutefois, la présence d'un pergélisol a été mise en évidence vers la fin de cet interstade à Medicine Hat (Stalker, 1976b). Les Plaines intérieures méridionales semblent avoir été en majeure partie libres de glaces à cette époque, parce que des sédiments provenant de sites répartis dans toute la région datent de cet intervalle, et que Stalker (1976b) a signalé une séquence sédimentaire quasi ininterrompue entre 40 et 24 ka à Medicine Hat. Ces dépôts ont été décrits comme suit par Stalker: à la base, un pavage de gravier ainsi que des silts et argiles alluviaux renferment une faune abondante qui évoque un climat pas très froid. Des âges ^{14}C de 37 900 ± 1 100 BP et de 38 700 ± 1 100 BP (mesurés sur différentes fractions granulométriques du même échantillon; n° 19, tableau 2-11) ont été obtenus pour des fragments végétaux situés à 1 m au-dessus du principal niveau d'ossements. Cette unité est suivie vers le haut d'une unité constituée d'un mélange très déformé de silts, d'argiles, de sables, de galets et de matières organiques, et déposée dans un milieu de pergélisol. Une datation au ^{14}C effectuée près de la base de l'unité (Bande d'Evilsmelling) a donné un âge de 28 630 ± 800 BP; une autre obtenue 5 m plus haut a donné un âge de 25 000 ± 800 BP, et une troisième près du sommet de l'unité a donné un âge de 24 490 ± 200 BP (nos 18, 17, 16, tableau 2-11 pour de plus amples renseignements sur les âges). Le Paléosol de Prelate Ferry, initialement daté à 20 000 ± 850 BP (David, 1966; n° 13, tableau 2-11), puis redaté à >29 000 BP (n° 21, tableau 2-11) pourrait également appartenir à cette période (David, 1987). Cet intervalle non glaciaire du Wisconsinien moyen a été désigné sous le nom de « Intervalle de Watino » par Fenton (1984b).

Glaciation du Wisconsinien supérieur

Les dépôts du Wisconsinien supérieur forment la majeure partie de la surface des Plaines intérieures méridionales, et leurs affleurements sont nombreux, ce qui a facilité l'étude des matériaux de cette dernière avancée glaciaire. Dans ces conditions, la stratigraphie et la chronologie des dépôts du Wisconsinien supérieur devraient normalement être bien connues, et la limite d'extension glaciaire localisée et datée avec précision. Or, tel n'est pas le cas; la nature et la chronologie des événements du Wisconsinien supérieur font l'objet de plusieurs controverses, et la position et l'âge de la limite glaciaire au Wisconsinien supérieur restent hypothétiques.

Stalker (1977) a situé à la Moraine de Lethbridge la limite d'extension glaciaire au Wisconsinien supérieur dans la partie occidentale des Plaines intérieures méridionales, et de nombreux quaternaristes se rallient à ce point de vue (Jackson, 1980b; Reeves, 1973; Rutter, 1980). Fullerton et Colton (1986), par contre, sont en désaccord avec la thèse de Stalker et ils ont situé la limite glaciaire du Wisconsinien supérieur au Montana, plus de 250 km au sud de la Moraine de Lethbridge. Clayton et Moran (1982) et Christiansen (1979) ont montré eux aussi que l'englacement s'est étendu bien au-delà de la Moraine de Lethbridge au Wisconsinien supérieur. Cette interprétation de la Moraine de Lethbridge comme marquant la limite glaciaire repose sur le fait que les tills du Wisconsinien supérieur se terminent apparemment à cet endroit et que les matériaux de surface non glaciaires dans les régions situées au-delà la Moraine de Lethbridge sont antérieurs au maximum du Wisconsinien supérieur (Karlstrom, 1981, 1986; Jackson, 1983; Jackson et Pawson, 1984). La thèse d'une limite glaciaire située bien au sud de la Moraine de Lethbridge est fondée sur la continuité apparente de la fraîcheur morphologique depuis les régions situées au nord de la Moraine de Lethbridge jusqu'à la limite glaciaire tracée au Montana (Fullerton et Colton, 1986). Les données les plus récentes disponibles au Canada semblent également favoriser la thèse d'une limite au-delà de la Moraine de Lethbridge. Klassen et Vreeken (1987) ont daté à 12 630 ± 80 BP des coquilles dulçaquicoles provenant des dépôts d'un lac de barrage glaciaire qui s'était formé quelque 75 km au sud de la Moraine de Lethbridge (n° 10, tableau 2-11); MacDonald et al. (1987) mettent en doute la validité des âges ^{14}C utilisés pour délimiter les zones qui n'ont pas été englacées au Wisconsinien supérieur, car l'une des mousses généralement présentes dans les échantillons

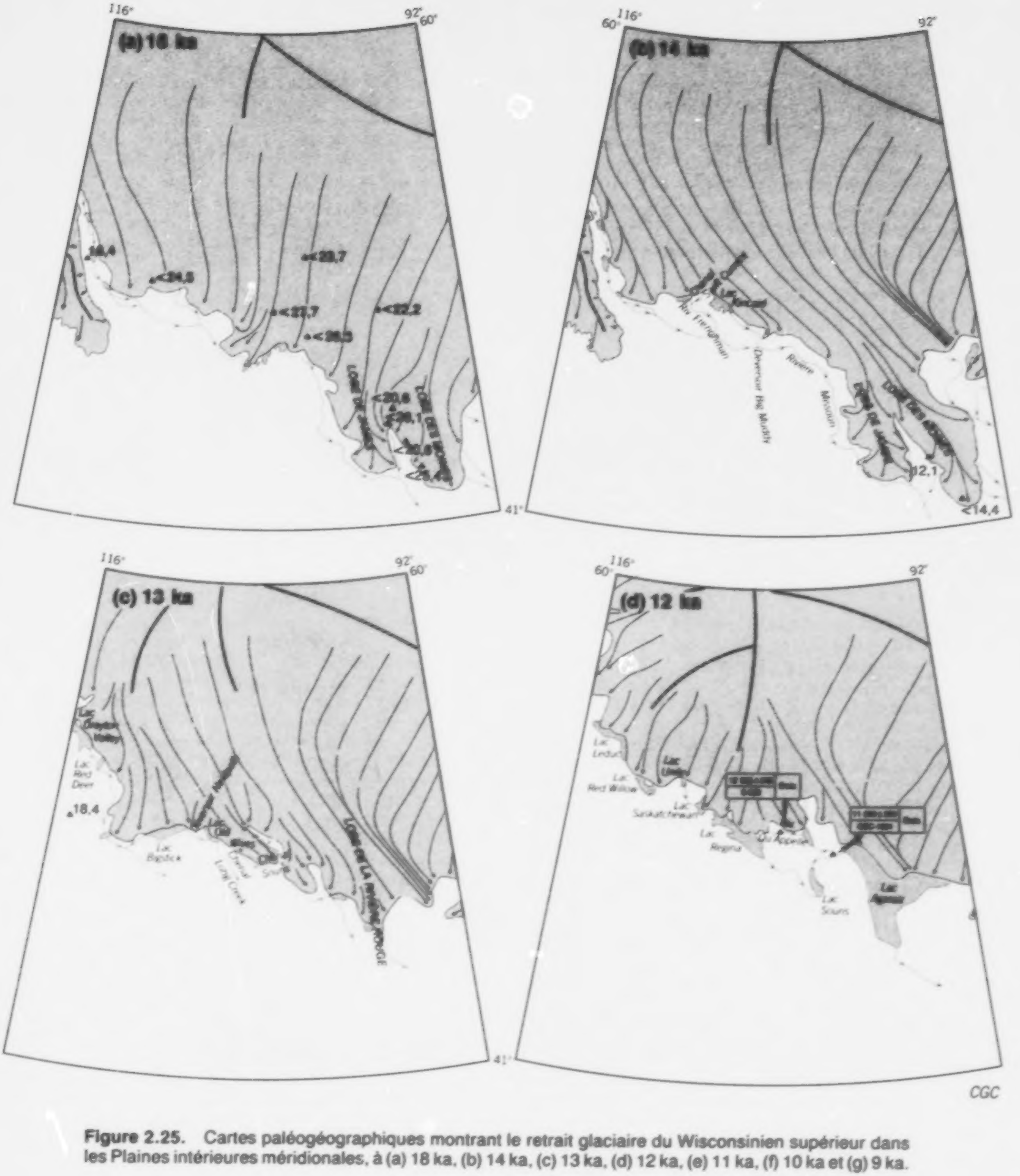
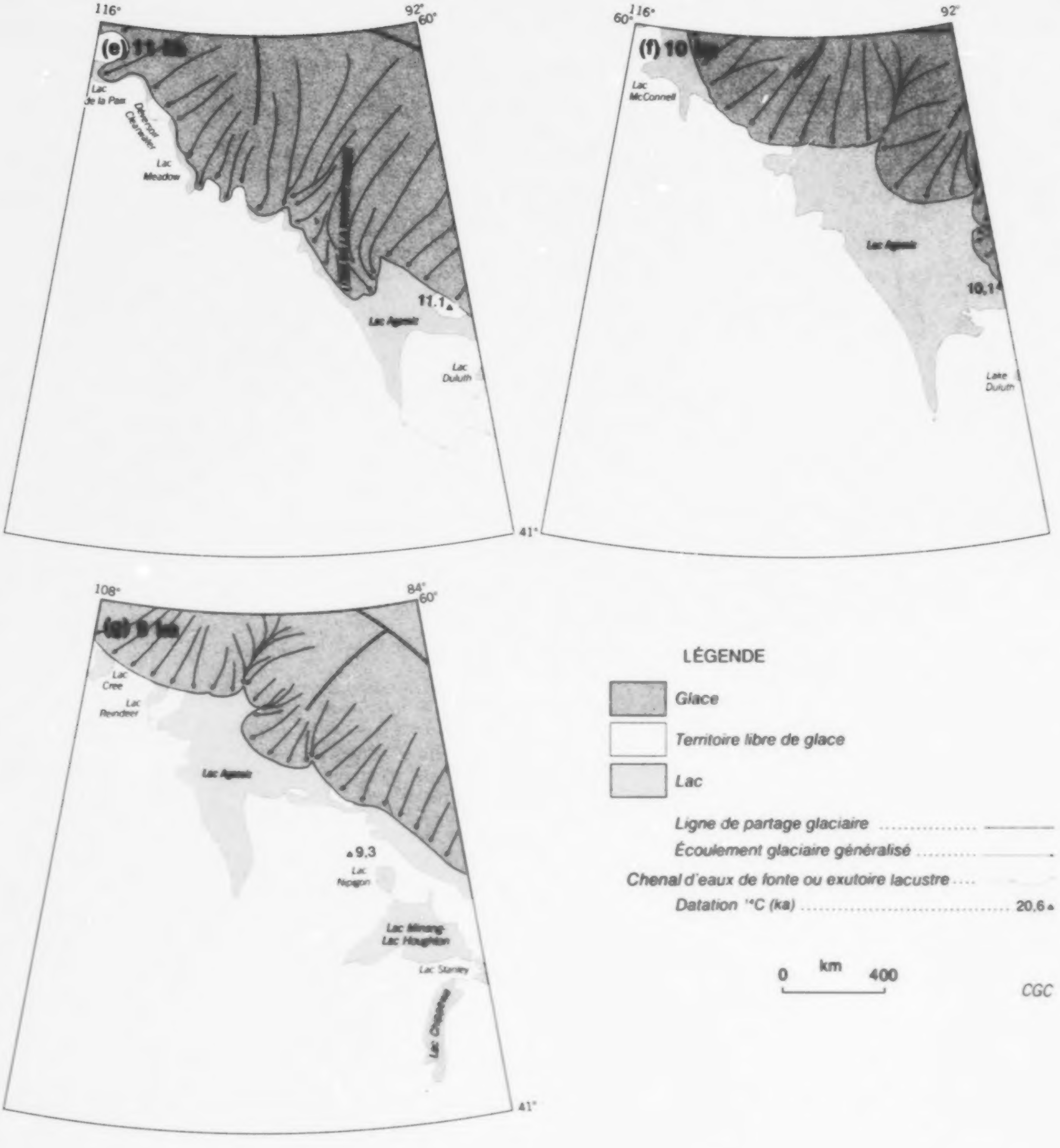


Figure 2.25. Cartes paléogéographiques montrant le retrait glaciaire du Wisconsinien supérieur dans les Plaines intérieures méridionales, à (a) 18 ka, (b) 14 ka, (c) 13 ka, (d) 12 ka, (e) 11 ka, (f) 10 ka et (g) 9 ka.


116°
92°
60°
Lac
de la Paix
Lac
Meadow
11,1
Lac Agassiz
Lac
Duluth
41°
60°
116°
92°
(f) 10 ka
Lac
McConnell
Lac Agassiz
10,1
Lake
Duluth
108°
84°
60°
Lac
Cree
Lac
Reindeer
Lac Agassiz
9,3
Lac
Nipigon
Lac Minong-
Lac Houghton
Lac Stanley
41°
LÉGENDE
Glace
Territoire libre de glace
Lac
Ligne de partage glaciaire
Écoulement glaciaire généralisé
Chenal d'eaux de fonte ou exutoire lacustre
Datation ¹⁴C (ka) 20,6
0 km 400
CGC

datés de sédiments d'étangs post-glaciaires peut absorber du carbone de l'eau lacustre à tel point que des matériaux âgés de 9 ka donneront un âge ^{14}C de 16 ka.

Des âges ^{14}C significatifs ont été obtenus sur une variété de matériaux organiques contenus dans les dépôts sous-jacents au till du Wisconsinien supérieur. Ces matériaux comprennent de l'humus daté à 20 000 ± 850 BP, des débris organiques datés à 22 260 ± 1 000 BP, du charbon de bois daté à 23 700 ± 290 BP, et du bois daté à 24 490 ± 200 BP (no° 13-16, tableau 2-11). Selon Stalker (1980), la marge glaciaire occupait la position de la Moraine de Lethbridge vers 22 ka; Clayton et Moran (1982) soutiennent que les glaces ont atteint leur limite du Wisconsinien supérieur vers 20 ka; enfin, Christiansen (1979) attribue un âge de 17 ka à la marge glaciaire représentée sur sa première carte du retrait glaciaire au Wisconsinien supérieur.

Comme il a été mentionné auparavant, il n'est pas encore possible de déterminer avec précision la position et l'âge de la limite glaciaire au Wisconsinien supérieur dans les Plaines intérieures méridionales. Ici, nous nous en tenons à la position de Prest (1984), selon laquelle la limite d'extension minimale correspond à la Moraine de Lethbridge, tandis que la limite d'extension maximale est située au Montana. Dans la région considérée ici, les glaces du Wisconsinien supérieur ont atteint leur limite maximale d'extension après 23 ka, mais elles pourraient ne pas avoir commencé à se retirer de cette limite avant 17 ka.

Déglaciation du Wisconsinien supérieur

Même si l'âge et la position de la limite d'avancée glaciaire au Wisconsinien supérieur sont controversés, un consensus général se dégage quant au schéma général de la déglaciation, et le scénario présenté à la figure 2-25 diffère peu de celui de Prest (1969). Toutefois, l'âge des diverses positions de la marge glaciaire demeure fort controversé, en particulier dans certaines régions du Manitoba, dans l'est de la Saskatchewan, et dans les États américains adjacents qui sont situés à l'intérieur ou à proximité du bassin du Lac glaciaire Agassiz. Elson (1967), Prest (1969), Klassen (1972, 1975) et Christiansen (1979) ont proposé une chronologie débutant vers 13-14 ka pour la déglaciation du bassin du Lac Agassiz. Cette chronologie repose sur les âges ^{14}C de divers matériaux organiques contenus dans des alluvions en grande partie postérieures aux premiers sédiments du Lac Agassiz. Récemment, Teller et Fenton (1980), Clayton et Moran (1982), Fenton et al. (1983) et Mickelson et al. (1983, p. 9) ont proposé, d'après des âges mesurés sur du bois présent sous le till dans le Dakota du Nord, le Dakota du Sud et l'Iowa, que la déglaciation finale n'a débuté qu'après 12 ka. Selon eux, l'écart par rapport à la chronologie précitée provient du fait que la plupart des âges ^{14}C obtenus dans le sud du Canada sur des matériaux autres que le bois sont faussés par la contamination (Teller et al., 1980). D'autres études ont soulevé des doutes semblables quant à la validité des âges obtenus sur des matériaux autres que le bois (Karrow et Anderson, 1975; Mathewes et Westgate, 1980; Nambudiri et al., 1980). Cette controverse n'est pas relatée en détail ici, et les écarts peuvent être en grande partie attribués à la présence tardive de glaces dans le bassin du Lac Agassiz, après leur retrait des plaines adjacentes.

Schéma de retrait glaciaire. La configuration du retrait des glaces au Wisconsinien supérieur dans les Plaines intérieures méridionales, illustrée à la figure 2-25, repose sur l'identification des formes juxtaglaciaires, comme les moraines de fond ondulées, les moraines glacitectoniques, les moraines frontales et interlobaires, et les chenaux juxtaglaciaires.

Dans toute reconstitution du retrait glaciaire, les formes morainiques et les chenaux fluvioglaciaires doivent être considérés avec prudence, car ces formes de relief ne se sont pas nécessairement toutes développées à la marge du glacier ou durant la dernière glaciation. Même si certains alignements de modelés bosselés sont interprétés comme étant des moraines frontales ou des moraines de retrait, les grandes zones de moraines bosselées présentes sur la plupart des plateaux ne représentent pas nécessairement des positions significatives du retrait de la marge glaciaire au Wisconsinien supérieur, contrairement à ce que laissaient entendre les premiers chercheurs (Johnston, 1934; Johnston et al., 1948). Ces zones ont plutôt été le site d'une sédimentation glaciaire au cours de glaciations successives. En conséquence, une bonne partie des épais dépôts associés aux grandes zones de moraines bosselées observées sur le coteau du Missouri et l'escarpement du Manitoba sont antérieurs à la dernière glaciation (Christiansen, 1971a; Klassen, 1979). De même, la Moraine du Pas, dans le nord du Manitoba, marque une position de la marge glaciaire qui est antérieure à la dernière avancée (Klassen, 1965, 1983a). De plus, de nombreux chenaux fluvioglaciaires, comme certains tronçons des vallées des rivières Qu'Appelle et Assiniboine (Klassen, 1972; 1975), et probablement aussi la vallée de la rivière Frenchman dans le sud-ouest de la Saskatchewan (Christiansen, 1979, p. 934), se sont formés avant la glaciation du Wisconsinien supérieur.

Le retrait des glaces des Plaines intérieures méridionales au Wisconsinien supérieur semble s'être effectué en grande partie par fusion de glaces stagnantes le long de larges zones marginales. Ce mécanisme de retrait est fort différent de celui qui prévaut normalement le long d'un front glaciaire très démarqué (c'est-à-dire la fusion de glaces encore actives et en progression), selon le modèle de retrait classique déduit de l'étude des glaciers de vallée. Cette différence, toutefois, ne modifie pas sensiblement l'approche traditionnelle utilisée pour distinguer les « phases » générales de la déglaciation dans les Plaines intérieures du Canada (Klassen, 1972, 1983a,b; Christiansen, 1979); celle-ci est fondée principalement sur l'interprétation des formes de marge glaciaire, des indicateurs d'écoulement, des schémas de drainage et de la stratigraphie. Mickelson et al. (1983, p. 13) ont appliqué le modèle de Clayton et Moran (1974) à un terrain englacé semblable à celui des Plaines intérieures méridionales dans le but d'interpréter les événements du Wisconsinien supérieur dans le centre nord des États-Unis. Ce modèle associe des séquences morphologiques (bordières, marginales, transitoires, internes) au régime thermique des glaces basales (en fusion ou en regel) et aux processus glaciaires (érosion, transport, dépôt). Cette approche est meilleure que l'approche traditionnelle adoptée dans le présent rapport pour étudier la déglaciation du Wisconsinien supérieur. Toutefois, les deux approches sont subjectives et dépendent largement de la précision des cartes et de la justesse de l'interprétation de l'origine des formes et des dépôts.

Un certain nombre de taux de retrait glaciaire ont été avancés pour la déglaciation du Wisconsinien supérieur dans les Plaines intérieures méridionales. Christiansen

(1979, p. 934) a proposé un taux moyen de 60 m/an et de 275 m/an respectivement pour le début et la fin du retrait; Ritchie (1976, p. 1809) a suggéré un taux de 200 à 300 m/an pour la migration vers le nord des forêts tardiglaciaires, et Klassen (1983a) a obtenu des taux de 250 et de 300 m/an dans le nord du Manitoba par chronologie varvaire et par datation au ^{14}C respectivement.

Phases de la déglaciation. Phase 1. La position présumée de la marge glaciaire vers 14 ka dans les Plaines intérieures méridionales, telle que présentée à la figure 2-25b, correspond à peu près à la limite d'extension minimale au Wisconsinien supérieur. C'est en grande partie une variante de la phase 2 proposée par Christiansen (1979). Elle est corrélative de la position marginale que Stalker a (1977) associée à la Moraine de Lethbridge dans le sud de l'Alberta (fig. 2-18) et elle coïncide approximativement avec une moraine frontale majeure dans le nord-est du Montana (Colton et al., 1961). Les moraines frontales associées à cette marge dans le sud-ouest de la Saskatchewan comprennent la Moraines d'Aikins (Christiansen, 1959), la Moraine de Thomson (Whitaker, 1965) et la Moraine de Harptree (Parizek, 1964). Les bassins glaciolacustres associés à la phase 1 comprennent plusieurs petits lacs situés dans les contreforts des Rocheuses, à la marge occidentale des glaces, plusieurs bassins situés à quelque 900 m d'altitude sur le versant nord des collines Cypress, et le Lac glaciaire Kincaid (Whitaker, 1965) vers 800 m d'altitude. En Saskatchewan, les chenaux-déversoirs comprennent le chenal Swift Current, le chenal Braddock et le déversoir

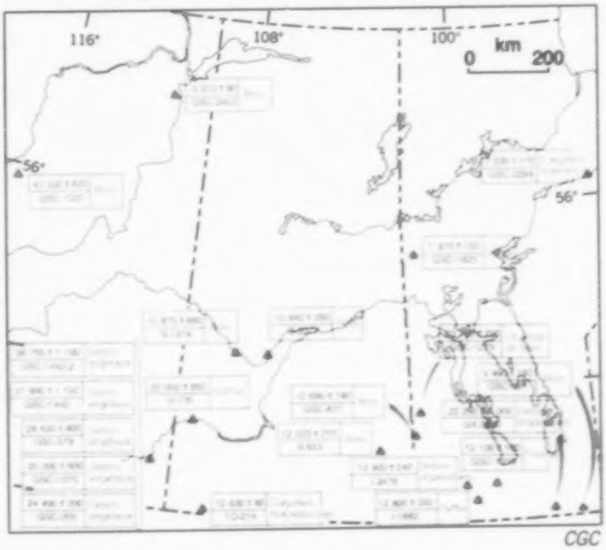


Figure 2.26. Carte de localisation des datations au ^{14}C énumérées au tableau 2-11.

Note: La préparation du manuscrit était terminée lorsqu'un âge de 9 510 ± 90 BP (GSC-4490) a été obtenu sur du bois provenant de la tourbe dans laquelle a été prélevé GSC-1319, indiquant une association avec la phase de la plage Campbell.

Big Muddy qui rejoignait le fleuve Missouri au Montana. Au début de cette phase, les eaux de fonte étaient également canalisées vers le sud et se déversaient dans le chenal Frenchman par le chenal Swift Current.

Les âges post-glaciaires les plus anciens obtenus en deçà de cette position sont de l'ordre de 12 à 13 ka (nos 8, 9, 10, 11, tableau 2-11; fig. 2-26), et il est donc raisonnable de dater cette position à 14 ka. Seul l'âge de 13 900 ± 240 BP provenant de la surface du delta de l'Assiniboine près de Brandon (n° 12, tableau 2-11; fig. 2- 26) ne cadre pas avec cette interprétation; l'échantillon de débris organiques pourrait avoir été contaminé ou, comme il a déjà été mentionné, contenir cette mousse ayant absorbé du carbone isotopiquement inerte.

Christiansen (1959), Whitaker (1965) et Parizek (1964) ont interprété les moraines associées à cette position comme marquant des réavancées glaciaires au Wisconsinien supérieur. Parizek (1964) a situé la limite glaciaire du Wisconsinien supérieur sur la bordure nord de la partie non englacée des hautes terres du mont Wood, quelque 35 km au sud-ouest de la marge de la phase 1 indiquée ici, tandis que Whitaker (1965) l'a située environ 60 km au sud de la marge de la phase 1. La position de la marge glaciaire proposée par Colton et al. (1961) dans le nord-est du Montana, qui se raccorde à la position de la phase 1, est datée entre 14 et 13,5 ka par Clayton et Moran (1982, fig. 6). Selon eux, cette position marque la limite d'une réavancée majeure des Glaces du Keewatin, laquelle a mis en place des tills riches en shales au-dessus de pavages de blocs dans le Dakota du Nord et le Dakota du Sud. Des tills similaires surmontant des pavages de blocs ont été cartographiés dans le sud du Manitoba (Formation de Lennard) et le centre est de la Saskatchewan (Formation de Battleford); ces tills auraient vraisemblablement été déposés lors de la principale avancée glaciaire du Wisconsinien supérieur (Christiansen, 1968a; Klassen, 1969).

Phase 2. La position de la marge glaciaire dans les Plaines intérieures méridionales vers 13 ka, présentée à la figure 2-25c, est fondée principalement sur la phase 3 de Christiansen (1979) dans le sud de la Saskatchewan. Elle diffère de la phase 3 de Christiansen au Manitoba en ce sens que les glaces recouvraient tout le bassin qui allait plus tard être occupé par le Lac glaciaire Souris. En Alberta, cette position correspond à la phase 3 de St-Onge (1972) plutôt qu'à l'avancée d'Etzikon de Westgate (1968), comme l'avait proposé Christiansen (1979). Si le raccord avec la phase 3 de St-Onge (1972) est exact, cette position peut alors être corrélée avec la phase 2 de Mathews (1980) dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique. Le plus proche équivalent dans Clayton et Moran (1972) semble être la phase L.

Les moraines frontales associées à la phase 2 dans le sud de la Saskatchewan comprennent les moraines de Fox Valley, de Leinan, de Dirt Hills et de Stoughton (Christiansen, 1979). Plusieurs lacs glaciaires, y compris le Lac glaciaire Bigstick, se sont formés à quelque 760 m d'altitude entre le front glaciaire et les collines Cypress. Ces lacs se drainaient vers l'est, par le déversoir Neidpath, dans le Lac glaciaire Old Wives, à une altitude d'environ 685 m, puis jusqu'au fleuve Missouri par le déversoir Big Muddy (Christiansen, 1979). Plus à l'est, les eaux de fonte longeaient la marge des lobes Weyburn et Souris, par les chenaux de Long Creek et de Souris.

L'âge approximatif de 13 ka proposé pour cette position est un peu plus jeune que celui de 13,5 ka attribué par St-Onge (1972) à la marge glaciaire de sa phase 3 dans les régions adjacentes du centre est de l'Alberta. L'âge de 11,7 ka attribué à cette marge dans la partie adjacente du Dakota du Nord (Clayton et Moran, 1982) tient aux problèmes que pose la chronologie du Wisconsinien supérieur et qui ont été évoqués plus haut.

Plusieurs événements ont eu lieu entre le moment où la marge glaciaire a atteint la position de 13 ka et celui où elle a atteint la position de 12 ka. À l'extrême ouest, le Lac glaciaire Iosegun s'est formé, puis vidangé (St-Onge, 1972); le Lac glaciaire Souris, dont les eaux étaient évacuées par le déversoir de Pembina, s'est formé à la marge du lobe de Souris (Clayton et al., 1980); de vastes zones de moraines bosselées se sont formées dans le centre sud de l'Alberta et le sud-ouest du Manitoba; enfin, le front glaciaire s'est avancé dans le rentrant de l'Escarpement du Manitoba occupé par la vallée de l'Assiniboine et y a déposé la Moraine de Darlingford.

Phase 3. La marge glaciaire de 12 ka dans les Plaines intérieures méridionales (fig. 2-25d) est postérieure à la phase 4 de Christiansen (1979) en Saskatchewan et à la phase 1 de Klassen (1972) au Manitoba. Elle correspond approximativement à la phase Herman d'Elson (1967), à la partie médiane de la Phase de Lochart de Fenton et al. (1983) et à la phase que Teller et Fenton (1980) ont illustrée sur leur figure 10-f. Elle est corrélative de la phase 4 de St-Onge (1972) dans le centre est de l'Alberta, et correspond approximativement à la phase N de Clayton et Moran (1982).

Les moraines frontales situées le long de cette position de la marge glaciaire sont les moraines de Condie et de Qu'Appelle (Christiansen, 1979) en Saskatchewan, et les moraines de Petlura (Klassen, 1979) et de Cowan (Elson, 1961) dans le sud du Manitoba (fig. 2-18).

La plage Herman, à une altitude de 400 m, marque le niveau le plus élevé du Lac glaciaire Agassiz dans le sud du Manitoba; elle s'est formée lorsque la rivière Assiniboine a commencé à construire un delta à son embouchure dans le Lac Agassiz. Le Lac Regina et d'autres lacs glaciaires situés à l'ouest, y compris le Lac Saskatchewan (niveau de 600 m), le Lac Unity (niveau de 655 m) et le Lac Leduc se drainaient vers le Lac glaciaire Agassiz par la vallée de la rivière Souris. Au moins une crue catastrophique est survenue dans ce système (Kehew, 1982). Après que le front glaciaire se fût retiré de la position des moraines de Condie et de Qu'Appelle, le drainage du Lac glaciaire Regina s'est effectué par la vallée de la rivière Qu'Appelle. Le delta de la rivière Assiniboine a été édifié en grande partie vers la fin de cette phase, lorsque les eaux de la majeure partie des Plaines intérieures méridionales déglacées étaient acheminées vers le Lac glaciaire Agassiz par le système fluvial Saskatchewan Sud-Qu'Appelle-Assiniboine. Trois âges ^{14}C (nos 8, 9, 10, tableau 2-11; fig. 2-26) obtenus de dépôts fluviatiles surmontant le delta et dans les vallées des rivières Assiniboine et Qu'Appelle suggèrent que les glaces s'étaient déjà retirées de cette position avant l'âge proposé de 12 ka (Klassen, 1983b). La chronologie établie par St-Onge (1972) pour le centre est de l'Alberta est compatible avec cet âge. Toutefois, l'âge d'environ 11,3 ka proposé par Clayton et Moran pour des marges glaciaires qui sont le prolongement de cette position dans le Dakota du Sud tient une fois de plus aux problèmes posés par la chronologie régionale.

De 12 à 11 ka, les glaces laurentidiennes se sont en grande partie retirées de l'Alberta et du centre de la Saskatchewan. Tous les lacs proglaciaires de l'Alberta, à l'exception du Lac glaciaire de la Paix, ont alors été vidangés. Dans le centre de la Saskatchewan, les lacs glaciaires Regina et Saskatchewan se sont aussi vidangés, tandis que les lacs glaciaires Lost Mountain, Saltcoats et Melfort se sont formés pour ensuite se vidanger à leur tour. La marge glaciaire s'est retirée rapidement vers le nord dans la partie ouest du bassin du Lac glaciaire Agassiz, et le complexe morainique interlobaire de Bélair-Sandilands (fig. 2-18) s'est formé entre ce lobe et les Glaces d'Hudson qui recouvraient alors le Bouclier canadien au nord-est.

Phase 4. La position de la marge glaciaire vers 11 ka (fig. 2-25e) est une version légèrement modifiée de la phase 8 de Christiansen (1979), de la phase 1 de Schreiner (1983) et de la phase Campbell d'Elson (1967) au Manitoba. Elle coïncide avec la phase Lochart de Clayton (1983) dans le sud du bassin du Lac Agassiz.

Cette position est dérivée essentiellement de données stratigraphiques et chronologiques provenant des deltas édifiés par les rivières Assiniboine et Saskatchewan dans le Lac Agassiz, plutôt que de données géomorphologiques. La Moraine de Beaver River, dans l'ouest de la Saskatchewan, est la seule grande moraine frontale qui lui est associée. À cette époque, le Lac glaciaire Meadow, à 480 m d'altitude, se déversait vers le nord par le déversoir Clearwater jusqu'au Lac glaciaire de la Paix, qui existait toujours dans la vallée de la rivière de la Paix, au front d'un lobe glaciaire qui s'avançait vers le sud-ouest depuis les environs du lac Athabasca.

L'ouverture d'exutoires débouchant dans le bassin du lac Supérieur à l'est des Plaines intérieures du Canada peu après 11 ka (vallées des rivières Kashabowie-Seine de Teller et Thorleifson, 1983) a entraîné un abaissement considérable du niveau du Lac Agassiz, de sorte que les rivières Assiniboine et Saskatchewan se sont encaissées dans des deltas qu'elles avaient construits dans le Lac Agassiz (Elson, 1967; Klassen, 1972, 1983b; E.A. Christiansen, E.A. Christiansen Consulting Ltd., Saskatoon, communication personnelle, 1984). Les âges ^{14}C les plus anciens obtenus sur des sédiments déposés dans des chenaux creusés par les rivières Assiniboine et Saskatchewan sont compris entre 11 et 10,5 ka (nos 5, 6 et 7, tableau 2-11; Klassen, 1983b; E.A. Christiansen, communication personnelle, 1984).

Phase 5. La marge glaciaire de 10 ka (fig. 2-25f) est située à la position de la Moraine de Cree Lake, sur le Bouclier canadien à l'est des Plaines intérieures (Christiansen, 1979, phase 9; Schreiner, 1983, phase 2). Au Manitoba, cette limite passe par un des complexes de moraines frontales et interlobaires qui marquent la zone de contact entre les Glaces du Keewatin et les Glaces d'Hudson (Klassen, 1983a). Cette phase correspond approximativement aux positions de la marge glaciaire proposées par Elson (1967, phase 1) et Prest (1969, marge de 10 ka), et à la phase Emerson de Clayton (1983) et de Teller et Thorleifson (1983) dans le sud du bassin du Lac Agassiz.

À cette époque, l'avancée glaciaire de Marquette a fermé les exutoires orientaux du Lac glaciaire Agassiz (Teller et Thorleifson, 1983), et c'est alors que le lac a atteint sa plus grande extension et sa plus grande stabilité, comme l'indiquent les plages Campbell (Elson, 1971). La partie inférieure du delta de l'Assiniboine (séparée du

corps principal du delta par un escarpement situé à une altitude de 365 à 320 m; Klassen, 1983b) et les paléorivages les plus élevés au-dessus du delta de la rivière Saskatchewan près de Nipiwan (371 m d'altitude) se sont formés à cette époque. Le Lac glaciaire Agassiz s'est maintenu à ce niveau élevé de 10 à 9,5 ka. Cette chronologie est basée sur un âge ^{14}C de 9 990 ± 160 BP obtenu sur des matériaux de la plage Campbell dans le sud-est du Manitoba (n° 4, tableau 2-11) et sur des datations obtenues sur des sédiments de remblaiement de vallée sous-jacents à la terrasse Campbell dans le delta de l'Assiniboine (Klassen, 1983b) et dans le delta de la Saskatchewan près de Nipiwan (E.A. Christiansen, communication personnelle, 1984). Un âge de 9 910 ± 90 BP (n° 3, tableau 2-11) provenant d'un delta formé vers le début du Lac Athabasca ou vers la fin du Lac McConnell, à une altitude d'environ 245 m (Smith in Blake, 1982), aide à établir une corrélation entre cette phase du Lac glaciaire Agassiz et les deltas édifiés dans les lacs plus au nord.

En plus de s'évacuer vers le sud, le Lac glaciaire Agassiz s'est peut-être déversé dans le bassin de la rivière Clearwater et du fleuve Mackenzie (Elson, 1967), et de là dans le Lac glaciaire McConnell qui occupait l'extrémité nord-est de l'Alberta à cette époque (Craig, 1965). Toutefois, selon Christiansen (1979) et Schreiner (1983), le fait que les dépôts du Lac Agassiz ne s'étendent pas vers l'ouest jusqu'au déversoir Churchill-Clearwater indique que le lac ne s'est pas déchargé vers le nord durant cette phase. Pourtant, des chenaux anastomosés rejoignent la vallée de la rivière Clearwater en un point où la vallée devient nettement plus creuse et plus évasée vers l'ouest. Ces phénomènes ont pu être causés par un écoulement juxtaglaciaire ou encore par le déversement d'eaux provenant d'un bras nord-ouest du Lac Agassiz.

Le retrait de la marge glaciaire de la position de l'avancée de Marquette dans le bassin du lac Supérieur a entraîné un abaissement rapide du niveau du Lac Agassiz. La vidange des eaux vers l'est a entraîné des crues catastrophiques, quoique, durant les périodes de stabilité du niveau du lac, les eaux se déversaient par une série de chenaux successivement plus bas, permettant la formation d'une série de plages peu développées (Teller et Thorleifson, 1983).

Phase 6. La position de la marge glaciaire vers 9 ka (fig. 2-25g) correspond approximativement à la phase 5 de Schreiner (1983) en Saskatchewan, et se situe à mi-chemin entre les phases 3 et 4 de Klassen (1983a) au Manitoba. Durant cette phase, qui équivaut à peu près au stade Pipun d'Elson (1967), le Lac glaciaire Agassiz a formé la plage Ponton. Les eaux se déversaient vers le sud-est jusqu'au Lac glaciaire Ojibway, qui occupait alors une bonne partie des basses terres déglacées de la baie d'Hudson en Ontario et au Québec (Dredge et Cowan, 1989).

Les âges ^{14}C obtenus sur des dépôts organiques de surface à proximité de cette marge glaciaire en Saskatchewan et sur les dépôts de la plage Ponton au Manitoba indiquent que les glaces avaient déjà abandonné cette position vers 8 ka (nos 1 et 2, tableau 2-11; fig. 2-26). Ritchie et Koivo (1975) ont identifié une transition des diatomées d'eaux profondes à des diatomées d'eaux peu profondes à 7,3 ka. Cette transition est interprétée comme ayant été provoquée par un abaissement du niveau du Lac Agassiz avant sa vidange finale. Klassen (1983a) situe autour de 7,5 ka le démantèlement des Glaces d'Hudson, ce qui a permis la vidange finale du Lac Agassiz et la submersion des basses terres de la baie d'Hudson par la Mer de Tyrrell. Toutefois, d'après des datations au ^{14}C sur coquilles marines, Dredge et Cowan (1989) et Dyke et Dredge (1989) estiment que l'incursion de la Mer de Tyrrell dans la région a débuté vers 8 ka.

Holocène

L'Holocène, l'époque la plus récente du Quaternaire, a débuté à 10 ka et se poursuit actuellement. Au début de l'Holocène, l'Inlandsis laurentidien s'était déjà retiré des Plaines intérieures, mais le Lac glaciaire Agassiz occupait encore l'extrémité sud-est de la région, tandis que le Lac glaciaire McConnell s'étendait jusqu'à son extrémité nord-ouest (fig. 2-25f). À 9 ka, le réseau hydrographique s'était déjà réorganisé comme actuellement, sauf que le Lac glaciaire Agassiz a continué d'occuper un territoire un peu plus vaste que celui occupé par l'actuel lac Winnipeg jusqu'à l'ouverture de la baie d'Hudson aux eaux marines, vers 8 ka.

Des milieux comparables aux milieux actuels se sont établis peu après la déglaciation. Immédiatement après celle-ci, l'abondance de sédiments fluviatiles provenant de vastes territoires sans végétation a favorisé l'alluvionnement des cours d'eau et le développement de terrasses comme celles de la rivière Bow (Stalker, 1968b; Jackson et al., 1982). En outre, les vallées qui transportaient les eaux de fonte glaciaire et celles dont le gradient avait été réduit par le gauchissement glacio-isostatique ont connu plusieurs courtes phases d'encaissement et d'alluvionnement avant l'établissement des régimes hydrologiques actuels (voir par ex. Kugler et St-Onge, 1973; au sujet de l'évolution du réseau hydrographique de la rivière Assiniboine, voir Klassen, 1975). Une fois le terrain recouvert de végétation, les pentes stabilisées et les rajustements glacio-isostatiques complétés, les processus fluviaux sont devenus sensiblement comparables aux processus actuels.

L'évolution post-glaciaire de la végétation dans cette région est décrite brièvement au chapitre 7 (Ritchie, 1989; Schweger, 1989). En général, une forêt d'épinettes a colonisé la région dès le retrait glaciaire et a été bientôt remplacée par des prairies dans la partie plus aride de la région, au sud. Les fluctuations climatiques ont bien entraîné quelques déplacements de la limite entre la forêt et les pâturages, mais en général la structure de la végétation développée au début de l'Holocène était identique à la structure actuelle.

Le climat à l'Holocène a été reconstitué en grande partie d'après l'analyse palynologique et l'étude des paléosols. Anderson et al. (1989) ont résumé les tendances climatiques holocènes qui se dégagent des études palynologiques; plusieurs ouvrages, en particulier ceux de Westgate et al. (1972), Waters (1979), Vreeken (1986), et Klassen et Vreeken (1987), contiennent des données sur les paléosols holocènes. D'autres études portant sur les variations de la salinité, la sédimentation et la paléo-écologie des lacs donnent une vue schématique des fluctuations climatiques à l'Holocène (par ex. Delorme, 1971; Teller et Last, 1981). En général, le climat était relativement doux au début de l'Holocène, et un sol, aussi bien développé que certains sols actuels, s'était formé avant 6,6 ka (âge du dépôt du téphra de Mazama; Powers et Wilcox, 1964). Le maximum xérothermique (Hypsithermique, Altithermique ou optimum climatique) a eu lieu entre 8 et 6 ka environ. Cette période

est celle de l'extension maximale des prairies vers le nord et de l'abaissement maximal des niveaux lacustres. À compter de 6 ka, le climat est devenu plus frais et plus humide, et la forêt a réoccupé la bordure septentrionale des prairies et les niveaux lacustres ont remonté. Depuis, le climat a fluctué, sans toutefois s'écarter sensiblement des conditions actuelles.

Le taux d'activité des divers processus géomorphologiques a varié en fonction du climat et du couvert végétal. La sécheresse, en réduisant le couvert végétal, a accéléré l'activité éolienne; ainsi des sables éoliens se sont déposés dans des régions bien pourvues en sables, tandis que des loess se sont déposés du côté sous le vent des zones dunaires, et en minces couches dans plusieurs autres régions. En outre, la réduction du couvert végétal a sans aucun doute accrû le ruissellement en nappes et le colluvionnement, et amorcé un cycle d'alluvionnement. L'activité des processus éoliens a été maximale durant l'Hypsithermique, mais la réactivation des dunes et les tempêtes de poussières provoquées par la sécheresse des années 30 indiquent que, même courtes, des périodes d'aridité peuvent rapidement entraîner une intensification de l'activité éolienne.

PALÉO-ÉCOLOGIE

Malgré les progrès récents des connaissances sur le Quaternaire, la paléo-écologie des Plaines intérieures méridionales durant la majeure partie de cette période demeure mal connue. L'intervalle compris entre le retrait des glaces wisconsiniennes et l'époque actuelle est bien documenté, et les données gagnent en précision à mesure que l'on se rapproche du présent. En outre, les vertébrés fossiles découverts dans les Sables et Graviers de Saskatchewan renseignent sur les conditions préglaciaires, et les données recueillies dans les Plaines du nord des États-Unis peuvent être extrapolées aux Plaines intérieures du Canada, du moins pour certaines parties du Quaternaire. Néammoins, pour la majeure partie du Quaternaire, les données sont très fragmentaires, voire à peu près inexistantes. De plus, les quelques données paléontologiques disponibles sont probablement peu représentatives des conditions générales durant les périodes non glaciaires, car les dépôts préservés ont sans doute été mis en place vers la fin de ces intervalles, lorsque le climat était déjà plus frais.

Notre connaissance de la flore est surtout limitée au Wisconsinien supérieur et à l'Holocène, mais celle de la faune, et en particulier de la faune vertébrée, est répartie plus uniformément sur l'ensemble du Quaternaire. Une chose est certaine: la flore et la faune étaient beaucoup plus riches et plus variées au début du Quaternaire qu'au cours des temps historiques, et ce malgré l'arrivée ponctuelle de nouvelles espèces animales et peut-être végétales en provenance de l'Asie par les ponts continentaux béringiens. Chaque avancée glaciaire majeure a entraîné l'extinction ou la migration de la plupart des espèces des Plaines intérieures du Canada. Et le nombre de genres et d'espèces qui revenaient du sud pour recoloniser la région diminuait à chaque déglaciation. L'appauvrissement de la faune de vertébrés a été un phénomène généralisé au Quaternaire, mais il a été particulièrement marqué à la fin de la dernière glaciation. D'autre part, la réduction du nombre de taxons végétaux a probablement été répartie plus uniformément sur l'ensemble du Quaternaire, en partie parce que les plantes ne pouvaient se disséminer aussi rapidement ni recoloniser la région aussi facilement que les animaux.

Flore

Les études palynologiques constituent la principale source de données sur l'histoire de la végétation des Plaines intérieures méridionales. La palynologie a aussi fourni des renseignements précieux sur la déglaciation et la chronologie du Wisconsinien supérieur, et sur les changements climatiques post-glaciaires (Ritchie, 1969, 1976; Mott, 1973; Ritchie et Yarranton, 1978). En outre, la chronologie ^{14}C des Plaines provient en grande partie de carottes lacustres prélevées dans le cadre d'études palynologiques. La séquence pollinique de la partie ouest de la région est décrite au chapitre 7 (Schweger, 1989).

Les données sur la végétation des périodes plus anciennes sont sporadiques. Les données recueillies aux sites de Medicine Hat révèlent que la flore arborescente vivant en bordure de la rivière durant le Yarmouthien ressemblait à la flore actuelle, avec en plus du frêne (Fraxinus sp.) et de l'érable négondo (Acer negundo sp.) (R.J. Mott, Commission géologique du Canada, Rapport d'identification de bois n° 71-68, 1971). Les quelques données disponibles pour le Wisconsinien moyen font également état d'une végétation comparable à celle d'aujourd'hui (Westgate et al., 1972; Delorme in Fenton, 1974).

De nombreuses recherches ont été faites sur la succession végétale postérieure à la déglaciation. En général, ces travaux révèlent la présence d'une forêt dominée par l'épinette le long de la marge glaciaire au Manitoba (Mott, 1973; Ritchie, 1976). Au fur et à mesure de la déglaciation, cette forêt s'est répandue vers le nord et l'est, et elle recouvrait la partie méridionale de la région de 14 à 12 ka. Sous l'influence d'un climat plus chaud et plus sec, les prairies ont succédé à la forêt boréale vers 10,5 ka dans le sud-ouest de la région (Ritchie, 1976, fig. 3-4); au maximum de l'Altithermique, vers 6,5 ka, la forêt boréale était principalement confinée au Bouclier canadien, et au nord de la Saskatchewan et de l'Alberta, comme c'est le cas actuellement. Toutefois, cette extension précoce de la forêt semble incompatible avec le concept d'une glaciation encore active dans le sud du Manitoba vers 11 ka (Teller et Fenton, 1980; Clayton et Moran, 1982; Mickelson et al., 1983).

Depuis la disparition de la forêt, les prairies ont été soumises à toutes sortes de vicissitudes: incendies de prairie, surpâturage par les bisons et d'autres herbivores, et longues périodes de sécheresse et vagues de froid; toutefois, aucun de ces événements n'a égalé la sévérité des événements qui ont caractérisé l'Altithermique ou l'optimum climatique entre 9 et 4,5 ka. Cet épisode a été marqué par une sécheresse généralisée, une érosion des sols et une éolisation qui ont entraîné l'enfouissement de vastes territoires sous des loess et des sables éoliens, et qui ont probablement eu des répercussions considérables sur la végétation des Plaines intérieures, sur la faune qui s'en nourrissait et sur les populations humaines, tributaires à la fois de la végétation et de la faune.

Faune

Encore récemment, il était généralement admis que, mis à part le Yukon, les vertébrés fossiles quaternaires étaient rares au Canada et trop sporadiques pour servir à des fins stratigraphiques. Or, les découvertes réalisées dans le sud-

ouest des Plaines intérieures au cours des vingt dernières années ont changé cette optique au point qu'actuellement les fossiles de mammifères sont au premier rang des méthodes utilisées pour corréler différentes coupes et déterminer l'âge relatif des dépôts quaternaires de la région. Ces découvertes ont aussi permis d'établir la longue période que couvrent les dépôts en surface des Plaines intérieures méridionales, et d'infirmer l'idée préconçue que les dépôts glaciaires de la région étaient tous d'âge wisconsinien. De plus, dans plusieurs cas, ces découvertes ont montré que certaines nappes de till successives représentaient des avancées glaciaires distinctes et non pas les faciès différents d'une même avancée ou de simples changements de la direction d'écoulement.

La plupart des taxons de vertébrés quaternaires de la région sont énumérés à la figure 2-24. Les fossiles ont été découverts en majorité dans le sud-est de l'Alberta et le sud-ouest et le centre de la Saskatchewan, car les coupes y sont excellentes et les fouilles ont presque toutes eu lieu dans ces secteurs. Harington (1978) a préparé une liste, pour chaque région, des faunes de vertébrés quaternaires décrites au Canada jusqu'en 1978, et a décrit brièvement les sites et les paléo-environnements correspondants. Stalker et Churcher (1982) ont illustré les fossiles trouvés dans les sites de la vallée de Wellsch et de Medicine Hat, indiqué l'âge des lits fossilifères et montré la distribution temporelle de divers taxons en Amérique du Nord. La figure 2-24 est basée sur ces travaux, avec quelques additions et suppressions.

En général, les Plaines intérieures du Canada ont admis une très grande variété de taxons durant tout le Quaternaire, jusqu'à la grande extinction survenue vers la fin de la dernière glaciation. Des changements se produisaient constamment, mais la disparition de certaines espèces était compensée en grande partie par des changements évolutifs et par l'arrivée de nouveaux taxons en provenance de l'Asie par le pont continental de la Béringie et, au Quaternaire inférieur, en provenance de l'Amérique du Sud par l'isthme de Panama. En fait, l'immigation de nouveaux taxons a pu provoquer la disparition d'autres taxons. Néammoins, les fossiles sont probablement peu représentatifs de l'ensemble de la faune, à cause des nombreuses inconsistances inhérentes à l'identification des fossiles préservés et découverts. Pour se préserver, les ossements doivent être enfouis rapidement après la mort de l'animal. Or, il est possible que les animaux qui se rassemblaient en bordure des cours d'eau ou broutaient dans les grandes vallées soient surreprésentés, alors que les animaux plus petits qui vivaient sur les hautes plaines et les hautes terres sont sous-représentés. En outre, si la plupart des dépôts ne représentent que les périodes plus fraîches des intervalles non glaciaires, comme il a été suggéré plus haut, les résultats peuvent être encore moins représentatifs.

Développement de la faune

À l'avènement du Quaternaire, la faune des Plaines intérieures venait de connaître une longue période ininterrompue de développement et était donc bien adaptée à son environnement. Les fossiles découverts dans les Sables et Graviers de Saskatchewan nous donnent une image ponctuelle de cette faune, tandis que ceux de Medicine Hat nous renseignent abondamment sur la faune qui avait survécu aux avancées glaciaires antérieures plus loin à l'est. Toutefois, les sédiments à la base de la coupe quaternaire du site de la vallée de Wellsch sont les sédiments les plus anciens qui documentent abondamment une période spécifique du Quaternaire (1, 4, 9, 12, 16, 18, 19, 20, 26, 37, 39, 43, 46, 51, 56, 65, 71, fig. 2-24). Cette faune, considérée comme une faune préglaciaire typique de la région, est très différente de la faune actuelle. Le paresseux marcheur, le cheval et le chameau dominaient chez les gros animaux, alors que le mammouth, apparu depuis peu, commençait à prendre racine. Parmi les animaux de taille intermédiaire, le lapin, le pécari, l'antilope d'Amérique et le bœuf musqué du Sud sont présents, mais leur importance relative reste inconnue. Les carnivores sont mal représentés, seuls des restes du lynx roux et d'un loup plutôt robuste (*Borophagus*) ayant été découverts. Les rongeurs, et en particulier les campagnols, sont communs; bon nombre d'entre eux sont des types primitifs.

Près d'un million d'années se sont écoulées avant le dépôt de sédiments qui donnent un bon aperçu de la faune, à savoir les couches basales de Medicine Hat, qui représentent les derniers dépôts des Sables et Graviers de la Saskatchewan, avant la Glaciation de Labuma. Ces couches datent du Kansanien et du Yarmouthien, et leurs fossiles (2, 3, 8, 10, 14, 31, 41, 44, 48, 55, 57, 58, 59, 66, fig. 2-24) projettent l'image d'une faune apparemment dominée par le chameau, le cheval et l'éléphant, mais caractérisée par des espèces différentes de celles de la vallée de Wellsch. Le paresseux marcheur est encore très commun; le castor, le cerf, l'antilope d'Amérique et le chien de prairie - cette dernière espèce indiquant peut-être un climat plus chaud que le climat actuel - sont présents. Les carnivores sont mal représentés, peut-être en raison d'une préservation inconsistante, et *Borophagus* avait disparu. La mauvaise représentation des petits rongeurs (fig. 2-24) s'explique par la granulométrie grossière des dépôts fossilifères, qui témoigne de courants assez forts pour détruire ou transporter les petits ossements.

Il faut laisser passer encore 300 ka pour trouver une autre unité faunistiquement expressive. Il s'agit de la Formation de Mitchell Bluff (Stalker, 1976b) et d'autres dépôts d'âge présumément sangamonien à Medicine Hat, à Saskatoon et à Fort Qu'Appelle (fig. 2-16). Ces dépôts ont été présumément mis en place entre 125 et 85 ka. Encore une fois, des changements radicaux s'étaient produits, et la faune de cette époque montre des traits actuels (fig. 2-24, sous Sangamonien). La différence la plus frappante par rapport aux faunes précédentes est l'importance du bison, qui avait auparavant migré de l'Asie, avait déjà commencé à engendrer de nouvelles espèces et devait bientôt devenir l'herbivore dominant dans les Plaines intérieures. D'après le nombre d'ossements récupérés, l'éléphant et le cheval - ce dernier principalement sous les traits de nouvelles espèces - étaient d'autres gros mammifères très communs. Le chameau, quoique encore répandu, déclinait apparemment en nombre. Le cerf, le wapiti, l'orignal, le caribou et le mouflon des montagnes sont représentés pour la première fois, ainsi que le porc-épic, le rat musqué, le raton laveur et le lièvre de taille plus petite, tandis que le paresseux marcheur, le lapin, le chien de prairie et l'écureuil terrestre continuent d'être bien représentés. Le contexte de préservation aidant, les carnivores sont bien représentés pour la première fois, avec la présence du lion, du lynx, du loup, du renard et du furet dans la région. L'ours à tête courte et le bœuf musqué sont présents à Fort Qu'Appelle, et le carcajou à Fort Qu'Appelle et à Saskatoon.

Après ces dépôts sangamoniens, les dépôts les plus représentatifs de la faune de vertébrés sont attribués au Wisconsinien moyen (fig. 2-24). Les faunes restreintes récupérées jusqu'à maintenant ressemblent davantage aux faunes du Sangamonien qu'aux faunes actuelles, car elles renferment encore bon nombre des taxons qui sont disparus à la fin de la dernière glaciation. Ces faunes renferment les premiers représentants du coyote et de la mouffette trouvés dans la région, mais ces deux taxons étaient apparus beaucoup plus tôt ailleurs en Amérique du Nord, et probablement aussi dans la région, même si leurs fossiles n'ont pas été récupérés dans les dépôts plus anciens.

Vers la fin du Wisconsinien (entre 15 et 9 ka environ) est survenue ce que l'on a appelé la « grande extinction ». Les rongeurs, le lapin, le lièvre, le castor, les petits carnivores, l'antilope d'Amérique, le mouflon des montagnes, le bison et quelques cerfs, caribous et orignaux ont survécu presque tels quels, mais plusieurs taxons jadis très dominants, y compris l'éléphant, le cheval, le chameau, et le paresseux marcheur, sont disparus, en même temps que leurs prédateurs, le lion, le machirodonte (chat des cavernes) et le loup menaçant. Seuls les plus petits carnivores, comme le renard, le coyote, le furet et la mouffette, sont demeurés très communs dans les Plaines intérieures méridionales, le lynx roux, le lynx et l'ours apparaissant à quelques reprises. Dans l'ensemble, après cette grande extinction, il n'est resté qu'une faune très appauvrie, dans laquelle le bison a dominé jusqu'à son remplacement par les bovins actuels et autres animaux de ferme.

Climat

Il existe peu de données sur le climat des Plaines intérieures méridionales durant la période antérieure au Wisconsinien supérieur. Cette période a sûrement été marquée par des fluctuations climatiques majeures, alors que des vagues de froid propices à la croissance des glaciers alternaient avec des intervalles non glaciaires caractérisés par un climat modéré, parfois plus doux que le climat actuel. Les données sur les précipitations et autres paramètres climatiques sont presque inexistantes. Même la durée relative des épisodes glaciaires et non glaciaires reste une énigme, mais il est probable que les périodes non glaciaires étaient beaucoup plus longues, notamment dans le sud-ouest, où les hautes terres demeuraient libres de glaces beaucoup plus longtemps que les basses terres situées plus à l'est et au nord.

En général, les données relatives aux vertébrés fossiles renseignent peu sur le climat. Les lits fossilifères donnent simplement une indication des milieux en existence au moment de leur dépôt, et le seul fait de leur préservation est peut-être le signe de conditions anormales. Les périodes beaucoup plus longues pour lesquelles aucun fossile n'a été découvert pourraient avoir été fort différentes. De plus, la plupart des animaux identifiés, en particulier les plus gros, pouvaient tolérer un large éventail de conditions climatiques. Par ailleurs, le mélange d'ossements de faunes froides et chaudes, observé dans plusieurs dépôts, pourrait simplement indiquer des migrations saisonnières; les os d'animaux migrant vers le nord en été ou vers le sud en hiver, se mêlant à ceux des résidents permanents lors du dépôt et de l'enfouissement. Seuls quelques-uns des petits animaux préservés donnent des indices paléoclimatiques utiles; ainsi, le chien de prairie, dont l'actuelle aire de distribution n'atteint pas Medicine Hat au nord, est présent dans certains dépôts et pourrait indiquer l'existence de périodes plus chaudes. Dans l'ensemble, durant une bonne partie des intervalles non glaciaires, le climat était probablement comparable au climat actuel, mais il était entrecoupé de périodes fraîches et, vraisemblablement, de courtes vagues de chaleur.

GÉOLOGIE ÉCONOMIQUE

Le rôle important du Quaternaire dans l'économie des Plaines intérieures méridionales est rarement apprécié à sa juste valeur. Le Quaternaire affecte pratiquement toutes les facettes de la vie dans les Plaines, à cause des divers processus qui l'ont marqué, depuis l'appauvrissement de la faune et de la flore jusqu'à l'enrichissement des sols. La présente section résume brièvement ses effets sur l'approvisionnement en eau, l'agriculture, l'exploitation forestière et la disponibilité des matériaux de construction; certains de ces aspects, ainsi que l'incidence du Quaternaire sur les problèmes de construction et la stabilité des pentes, sont décrits au chapitre 12.

Eaux souterraines

Dans la majeure partie des Plaines intérieures méridionales, les dépôts quaternaires sont une source majeure d'eaux souterraines, même si dans bien des cas ils ne satisfont pas à tous les besoins. Ils représentent néammoins la meilleure source disponible, car le substratum de la majeure partie de la région, à cause de sa nature argilo-silteuse, souvent bentonitique, ne fournit que peu d'eau. De plus, l'eau provenant du substratum est généralement de mauvaise qualité, car elle contient habituellement beaucoup de produits dissous. En outre, l'eau de surface n'est généralement pas disponible ou encore constitue une source peu fiable, étant donné la rareté et l'éloignement des grands cours d'eau et de l'assèchement de nombreux lacs et mares durant les années de faibles précipitations. Enfin, dans le sud de la Saskatchewan et le sud-est de l'Alberta notamment, l'eau de plusieurs de ces mares est trop salée pour la plupart des utilisations. Il faut donc recourir aux nappes aquifères formées dans les dépôts quaternaires.

En règle générale, l'eau présente dans les dépôts quaternaires est de meilleure qualité que l'eau du substratum ou des mares, mais sa relative rareté constitue un problème majeur. Les tills produisent habituellement de l'eau en quantités faibles, mais suffisantes pour les besoins domestiques et agricoles; par contre, les couches de silts et de sables interglaciaires, qui existent par endroits, et les dépôts sablo-graveleux en surface fournissent des quantités plus considérables. Toutefois, les meilleures sources potentielles sont les Sables et Graviers de Saskatchewan et les autres sédiments sablo-graveleux existant vers la base des vallées préglaciaires et interglaciaires enfouies (fig. 2-17). Ces aquifères sont exploités à certains endroits, par exemple à Medicine Hat où ils produisent une eau de température assez constante et en quantité suffisante pour répondre aux besoins de l'industrie. En général toutefois, le potentiel de ces nappes aquifères reste assez peu connu.

Sols agricoles et forestiers

Fertilité. Dans les Prairies, presque tous les sols se sont formés sur des dépôts quaternaires. C'est une bonne chose, car dans une bonne partie des Plaines, les sols développés

sur le substratum rocheux sont très pauvres en certains éléments, tels le calcium, le soufre et le phosphore, et trop riches en sodium et en certains sels. Le matériau parental de la plupart des sols des Plaines intérieures méridionales du Canada provient de débris frais et non altérés que les glaciers ont transportés du nord-est, du nord et du nord-ouest et qu'ils ont déposés sous forme de dépôts riches en minéraux nutritifs. Les loess holocènes, matériau dont l'importance économique est méconnue, forment un mince placage superficiel sur de vastes étendues dans les Plaines. Ces loess ont été déposés principalement durant l'Altithermique, mais il s'en accumule encore chaque fois qu'une tempête de poussières s'abat sur les Prairies. Les loess sont riches en minéraux nutritifs, et les sols les plus riches des Plaines se sont souvent formés sur ces silts d'origine éolienne. Dans les régions où d'autres matériaux forment la roche-mère du sol, l'addition de loess, même en faibles quantités, enrichit fortement les sols. Les sédiments glaciaires et le loess concourent à la fertilité des sols dans les Plaines intérieures méridionales, et sont donc l'un des facteurs expliquant l'importance de l'agriculture et de l'exploitation forestière dans cette région. De plus amples renseignements sur les sols des Plaines intérieures méridionales sont donnés au chapitre 11 (Acton, 1989).

Drainage. En agriculture et en foresterie, la perméabilité du sol, l'infiltration et l'écoulement souterrain sont des caractéristiques importantes. Sans une perméabilité et un drainage adéquats, l'eau s'accumulerait en surface ou près de la surface jusqu'à ce qu'elle s'évapore, engorgerait le sol et causerait des problèmes de lessivage et de salinité, ou encore elle ruissellerait rapidement et serait perdue, tout en causant des problèmes d'érosion. Ces problèmes se rencontrent dans diverses parties des Plaines intérieures du Canada et se posent avec particulièrement d'acuité là où un substratum plutôt imperméable est proche de la surface. Les badlands et les sols salins du sud-est de l'Alberta sont des exemples extrêmes. La perméabilité et le drainage des sols formés sur des argiles lacustres et des tills sont parfois inadéquats, mais ils sont généralement bien meilleurs que dans la plupart des zones à substratum peu profond. Il y a des exceptions: par exemple, le bon drainage dans les grès grossiers de la Formation de Porcupine Hills, dans les collines Porcupine, permet la croissance d'excellents peuplements de Douglas taxifoliés qui supportent une industrie du bois d'œuvre. Dans la majeure partie de la région toutefois, n'eût été du matériau parental mis en place durant le Quaternaire, le drainage superficiel inadéquat et l'imperméabilité du substratum auraient découragé toute exploitation forestière et compromis les chances de succès de l'agriculture. Un bon drainage souterrain est particulièrement essentiel à l'industrie forestière, car certaines essences forestières sont absentes des régions qui en sont dépourvues.

Salinité. Les problèmes de salinité dans les sols des Plaines intérieures du Canada seraient beaucoup plus graves s'il n'y avait pas une couverture de sédiments glaciaires et de loess. Ces problèmes sont causés principalement par la forte teneur en sels dans une bonne partie du substratum; ils surviennent lorsque les eaux souterraines amènent les sels dissous à proximité de la surface du sol où ils se déposent à mesure que l'eau s'évapore. Les dépôts en surface contiennent moins de sels et contribuent à atténuer cet effet, de sorte que le sol peut être cultivé dans des régions où l'agriculture serait une activité marginale, si ce n'était la présence de ces dépôts. Toutefois, malgré la présence de cette zone tampon, la salinité demeure un problème majeur, en particulier dans les régions irriguées où l'eau d'irrigation ne pénètre que peu profondément dans le sol, se charge de sels, puis remonte par capillarité et évaporation pour déposer ces sels dans les horizons superficiels du sol. Avec le temps, l'accumulation de sels peut rendre le sol impropre à l'agriculture et entraîner l'abandon de terres autrefois irriguées. Il est difficile de résoudre le problème; souvent, la seule solution consiste à arroser abondamment de façon à lessiver les sels. Toutefois, de telles quantités d'eau sont rarement disponibles dans les zones irriguées. En général, l'irrigation devrait être limitée aux régions où les dépôts quaternaires contiennent peu de sels et où les matériaux du sous-sol sont suffisamment poreux pour permettre une percolation rapide de l'eau.

Matériaux de construction

Les graviers et les sables déposés par les cours d'eau durant la seconde moitié du Tertiaire, et dont des lambeaux existent dans certaines zones de hautes terres, comme à Del Bonita et dans les collines Cypress, Swan et Hand (fig. 2-16), sont des ressources granulaires importantes dans certaines parties des Plaines intérieures. Dans la majeure partie de la région, toutefois, ces dépôts sont inexistants et il faut se tourner vers les dépôts quaternaires pour l'extraction de granulats. Les dépôts quaternaires les plus abondants et de la meilleure qualité se trouvent dans les vallées préglaciaires, et à un moindre degré, dans les vallées interglaciaires. Toutefois, ces dépôts sont habituellement trop profondément enfouis pour être exploités de façon rentable à l'heure actuelle, de sorte que les dépôts juxtaglaciaires comme les kames et les eskers, les épandages fluvioglaciaires, ainsi que les bancs alluviaux et les terrasses des cours d'eau actuels et des déversoirs glaciolacustres constituent la source des matériaux de construction dans la plupart des cas. Habituellement, les sables et les graviers, surtout dans les dépôts juxtaglaciaires, sont mal triés et peuvent être de piètre qualité, contenant trop de clastes friables ou pourris. Toutefois, leur facilité d'accès et d'exploitation compense ces inconvénients.

Les argiles glaciolacustres et les tills argileux ont déjà servi, à certains endroits, à la fabrication de briques et de tuiles. En général, la qualité de ces argiles laisse trop à désirer pour que l'on puisse les utiliser à ces fins.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient J.G. Fyles, O.L. Hughes (Commission géologique du Canada), V.N. Rampton (Terrain Analysis and Mapping Services Ltd., Carp, Ontario) et N.W. Rutter (Université de l'Alberta) qui ont fait part de leurs connaissances et de leurs commentaires, ainsi que A.S Dyke (Commission géologique du Canada) qui a révisé la section sur les Plaines intérieures septentrionales. Les auteurs désirent également exprimer leur gratitude à M.M. Fenton (Conseil de recherches de l'Alberta), W.O. Kupsch (Université de la Saskatchewan), E. Nielsen (Division des ressources minérales du Manitoba), B.T. Schreiner (Conseil de recherches de la Saskatchewan), A. MacS. Stalker, N.R. Gadd (Commission géologique du Canada), W.H. Mathews (Université de la Colombie-Britannique) et J.B. Bird (Université McGill) qui ont révisé tout le chapitre et dont les commentaires ont été grandement appréciés.

Plusieurs des idées et une partie du matériel concernant les Plaines intérieures méridionales sont tirées directement d'un manuscrit inédit de A. MacS. Stalker. Les parties qui ont été tirées presque telles quelles de ce manuscrit sont celles consacrées à la faune, au développement de la faune, au climat et à la géologie économique. Une version abrégée du manuscrit de Stalker est publiée dans le volume 6 (Sedimentary Cover of the Craton: Canada) (Stalker et Vincent, sous presse) de la *Géologie du Canada*.

BIBLIOGRAPHIE

Acton, D.F.
1989: Soils of the Interior Plains; in Chapter 11 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).

Aguirre, E. and Pasini, G.
1985: The Pliocene-Pleistocene boundary; Episodes, v. 8, p. 116-120.

Alley, N.F.
1973: Glacial stratigraphy and the limits of the Rocky Mountain and Laurentide ice sheets in Southwestern Alberta, Canada; Canadian Petroleum Geology, Bulletin, v. 21, p. 153-177.

Anderson, T., Mathewes, R., and Schweger, C.
1989: Holocene climatic trends in Canada; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).

Atmospheric Environment Service
1982: Canadian Climate Normals, Temperature and Precipitation 1951-1980, The North, Y.T. and N.W.T.; Canada Department of Environment, Downsview, 55 p.

Barendregt, R.W.
1984: Correlation of Quaternary chronologies using paleomagnetism — examples from southern Alberta and Saskatchewan; in Correlation of Quaternary Chronologies, W.C. Mahaney (ed.); Geo Books, Norwich, England, p. 59-71.
1985: Correlation of Quaternary chronologies using paleomagnetism — examples from southern Alberta and Saskatchewan; in Correlation of Quaternary Chronologies, W.C. Mahaney (ed.); Geo Books, Norwich, England, p. 120-136.

Bayrock, L.A.
1962: Heavy minerals in till of central Alberta; Alberta Society of Petroleum Geologist Journal, v. 10, p. 171-184.

Bayrock, L.A. and Pauluk, S.
1967: Trace elements in tills of Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 597-607.

Beget, J.
1987: Low profile of the northwest Laurentide Ice Sheet; Arctic and Alpine Research, v. 19, p. 81-88.

Bik, M.J.J.
1969: The origin and age of the prairie mounds of southern Alberta, Canada; Biuletyn Peryglacjainy, no. 19, Lodz, p. 85-130.

Bird, J.B.
1967: The Physiography of Arctic Canada; The John Hopkins Press, Baltimore, 336 p.

Blake, W. Jr.
1974: Studies of glacial history in Arctic Canada. II. Interglacial peat deposits on Bathurst Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1025-1042.
1982: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXII; Geological Survey of Canada, Paper 82-7, 22 p.
1983: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXIII; Geological Survey of Canada, Paper 83-7, 34 p.
1984: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXIV; Geological Survey of Canada, Paper 84-7, 35 p.
1986: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXV; Geological Survey of Canada, Paper 85-7, 32 p.
1987: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXVI; Geological Survey of Canada, Paper 86-7, 60 p.

Bluemle, J.P. and Clayton, L.
1984: Large-scale glacial thrusting and related processes in North Dakota; Boreas, v. 13, p. 279-299.

Bostock, H.S.
1970: Physiographic regions of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1254A, scale 1:5,000,000.

Bouchard, M.
1974: Géologie des dépôts meubles de l'île Herschel, Territoire du Yukon; Thèse de MSc non publiée, Université de Montréal, Montréal, 125 p.

Bowen, D.Q., Richmond, G.M., Fullerton, D.S., Sibrava, V., Fulton, R.J., and Velichko, A.A.
1986: Correlation of Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere; in Glaciations in the Northern Hemisphere, V. Sibrava, D.Q. Bowen, and G.M. Richmond (ed.); Quaternary Science Reviews Special Volume 5, Pergamon Press, Oxford, England, Chart 1.

Byers, A.R.
1959: Deformation of the Whitemud and Eastend Formations near Claybank, Saskatchewan; Royal Society of Canada, Transactions, v. 53, ser. 3, sec. 4, p. 1-11.

Carsola, A.J.
1954: Extent of glaciation on the continental shelf in the Beaufort Sea; American Journal of Science, v. 252, p. 366-371.

Carter, L.D., Brigham-Grette, J., and Hopkins, D.M.
1986: Late Cenozoic marine transgressions of the Alaskan Arctic Coastal Plain; in Correlation of Quaternary Deposits and Events Around the Margin of the Beaufort Sea: Contributions from a Joint Canadian-American Workshop, April 1984; J.A. Heginbotom and J-S. Vincent (ed.); Geological Survey of Canada, Open File 1237, p. 21-26.

Carter, L.D., Heginbottom, J.A., and Woo, M.
1987: Arctic Lowlands; in Geomorphic Systems of North America, W.L. Graf (ed.); Geological Society of America, Centennial Special Volume 2, p. 583-628.

Catto, N.R.
1986a: Quaternary stratigraphy and chronology in the Richardson Mountains — Peel Plateau region, Yukon, N.W.T.; in Correlation of Quaternary Deposits and Events Around the Margin of the Beaufort Sea: Contributions from a Joint Canadian-American Workshop, April 1984, J.A. Heginbottom and J-S. Vincent (ed.); Geological Survey of Canada, Open File 1237, p. 18-19.
1986b: Quaternary sedimentology and stratigraphy, Peel Plateau and Richardson Mountains, Yukon and N.W.T.; unpublished PhD thesis, University of Alberta, Edmonton, 728 p.

Causse, C. and Vincent, J-S.
1985: U/Th disequilibrium dating of Middle and Late Pleistocene wood in northwestern Canada; Geological Association of Canada and Mineralogical Association of Canada, Joint Annual Meeting, Fredericton, Program with Abstracts, v. 10, p. A8.

Christiansen, E.A.
1956: Geology of the Moose Mountain area, Saskatchewan; Saskatchewan Department of Mineral Resources, Report 21.
1959: Glacial geology of the Swift Current area, Saskatchewan; Saskatchewan Department of Mineral Resources, Report No. 32, 62 p.
1961: Geology and groundwater resources of the Regina area, Saskatchewan; Saskatchewan Research Council, Geology Division Report No. 2, 72 p.
1967: Preglacial valleys in southern Saskatchewan; Saskatchewan Research Council, Geology Division, Map no. 3, scale 1:520 640.
1968a: A thin till in west-central Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 329-336.
1968b: Pleistocene stratigraphy of the Saskatoon area, Saskatchewan, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 1167-1173.
1971a: Tills in southern Saskatchewan, Canada; in Till: A Symposium, R.P. Goldthwait (ed.); The Ohio State University Press, Columbus, p. 167-183.
1971b: Geology of the Crater Lake collapse structure in southeastern Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1505-1513.
1972: Stratigraphy of the Fort Qu'Appelle vertebrate fossil locality, Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 212-218.
1979: The Wisconsinan glaciation of southern Saskatchewan and adjacent areas; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 913-938.

Christiansen, E.A. and Whitaker, S.H.
1976: Glacial thrusting of drift and bedrock; in Glacial Till, An Interdisciplinary Study, R.F. Leggett (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication, no. 12, p. 121-130.

Churcher, C.S.
1984: Faunal correlations of Pleistocene deposits in Western Canada; in Correlation of Quaternary Chronologies, W.C. Mahaney (ed.); Geo Books, Norwich, England, p. 145-158.

Clark, D.L., Vincent, J-S., Jones, G.A., and Morris, W.A.
1984: Correlation of marine and continental glacial and interglacial events, Arctic Ocean and Banks Island; Nature, v. 311, no. 5982, p. 147-149.

Clark, D.L., Whitman, R.R., Morgan, K.A., and Mackey, S.D.
1980: Stratigraphy and glacial-marine sediments of the Amerasian Basin, Central Arctic Ocean; Geological Society of America, Special Paper 181, 57 p.

Clayton, J.S., Eshlich, W.A., Cann, D.B., Day, J.H., and Marshall, I.B.
1977: Soils of Canada; Research Branch, Canada Department of Agriculture, v. I, 243 p., v. II, 239 p., map scale 1:5 000 000.

Clayton, L.
1983: Chronology of Lake Agassiz drainage to Lake Superior; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 291-307.

Clayton, L. and Moran, S.R.
1974: A glacial process-form model; in Glacial Geomorphology, D.R. Coates, (ed.); Publications in Geomorphology, State University of New York, Binghamton, New York.
1982: Chronology of Late Wisconsinan glaciation in middle North America; Quaternary Science Reviews, v. 1, p. 55-82.

Clayton, L., Moran, S.R., and Bluemle, J.P.
1980: « Explanatory text to accompany the Geologic Map of North Dakota »; North Dakota Geological Survey, Report of Investigation no. 69, 93 p.

Colton, R.B., Lemke, R.W., and Lindvall, R.M.
1961: Glacial map of Montana east of the Rocky Mountains; United States Geological Survey, Miscellaneous Geological Investigations, Map 1-327.

Craig, B.G.
1960: Surficial geology of north-central District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 60-18, 8 p.
1965: Glacial Lake McConnell, and the surficial geology of parts of Slave River and Redstone River map-areas, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Bulletin 122, 33 p.

Craig, B.G. and Fyles, J.G.
1960: Pleistocene geology of Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Paper 60-10, 21 p.
1965: Quaternary of Arctic Canada; in Anthropegen Period in Arctic and Subarctic; Scientific Research Institute of the Geology of the Arctic, Transactions, State Geological Committee; U.S.S.R. Moscow, v. 143, p. 5-33 (In Russian with English summary).

Cwynar, L.C.
1982: A Late-Quaternary vegetation history from Hanging Lake, Northern Yukon; Ecological Monographs, v. 52, p. 1-24.

Cwynar, L.C. and Ritchie, J.C.
1980: Arctic steppe-tundra: a Yukon perspective; Science, v. 208, no. 4450, p. 1375-1377.

David, P.P.
1964: Surficial geology and ground water resources of the Prelate area (72K), Saskatchewan; unpublished PhD thesis, Department of Geological Sciences, McGill University, Montreal.
1966: The Late Wisconsin Prelate Ferry paleosol of Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 685-696.
1967: The Prelate Ferry Paleosol: a new date; Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 12, p. 36.

Dawson, G.M. and McConnell, R.G.
1896: Glacial deposits of southwestern Alberta in the vicinity of the Rocky Mountains; Geological Survey of America, Bulletin, v. 7, p. 31-66.

Delorme, L.D.
1971: Paleoecology of Holocene sediments from Manitoba using freshwater ostracodes; in Geoscience Studies in Manitoba, A.C. Turnock (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 9, p. 301-304.

Denton, G.H. and Hughes, T.J.
1983: Milankovitch theory of ice ages: hypothesis of ice-sheet linkage between regional insolation and global climate; Quaternary Research, v. 20, p. 125-144.

Dinter, D.A.
1984: Quaternary sedimentation on the Alaskan Beaufort Shelf: sediment sources, glacio-eustatism and regional tectonics; in United States Geological Survey Polar Research Symposium — Abstracts with Program, United States Geological Survey Circular 911, p. 37-38.

Douglas, R.J.W.
1969: Geological map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1250A, scale 1:5 000 000.*

Dredge, L.A.
1983: Character and development of northern Lake Agassiz and its relation to Keewatin and Hudsonian ice regimes; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 117-131.

Dredge, L.A. and Cowan, W.R.
1989: Quaternary geology of the southwestern Canadian Shield; in Chapter 3 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Dreimanis, A. and Lundquist, J.
1984: What should be called till?; in 10 years at Nordic Research, L.K. Konigsson (ed.); Striae, v. 20, p. 5-10.

Dyck, W. and Fyles, J.G.
1963: Geological Survey of Canada radiocarbon dates II; Radiocarbon, v. 5, p. 39-55.

Dyck, W., Lowdon, J.A., Fyles, J.G., and Blake, W., Jr.
1965: Geological Survey of Canada radiocarbon dates IV; Radiocarbon, v. 7, p. 24-46.
1966: Geological Survey of Canada radiocarbon dates V; Radiocarbon, v. 8, p. 96-127.

Dyke, A.S.
1983: Quaternary geology of Somerset Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 404, 32 p.
1984: Quaternary geology of Boothia Peninsula and northern District of Keewatin, central Canadian Arctic; Geological Survey of Canada, Memoir 407, 26 p.
1987: A reinterpretation of glacial and marine limits around the northwestern Laurentide Ice Sheet; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 591-601.

Dyke, A.S. and Dredge, L.A.
1989: Quaternary geology of the northwestern Canadian Shield; in Chapter 3 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Dyke, A.S. and Prest, V.K.
1987: The Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 237-263.

Dyke, A.S., Dredge, L.A., and Vincent, J-S.
1982: Configuration and dynamics of the Laurentide Ice Sheet during the Late Wisconsin maximum; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 5-14.

Dyke, A.S., Vincent, J-S., Andrews, J.T., Dredge, L.A., and Cowan, W.R.
1989: The Laurentide Ice Sheet and an introduction to the Quaternary geology of the Canadian Shield; in Chapter 3 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).

Elson, J.A.
1957: Origin of washboard moraine; Geological Society of America, Bulletin, v. 68, p. 1721.
1961: Soils of the Lake Agassiz region; in Soils in Canada, Geological, Pedological and Engineering Studies, R.F. Legget (ed.); The Royal Society of Canada, Special Publications, No. 3; University of Toronto Press, p. 51-79.
1967: Geology of glacial Lake Agassiz; in Life, Land and Water, W.J. Mayer-Oakes (ed.); Occasional Papers, Department of Anthropology, University of Manitoba, No. 1, University of Manitoba Press, Winnipeg, p. 37-95.
1971: Roundness of Lake Agassiz beach pebbles; in Geoscience Studies in Manitoba, A.C. Turnock (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 9, p. 285-291.

Fenton, M.M.
1974: The Quaternary stratigraphy of a portion of southeastern Manitoba, Canada; unpublished PhD thesis, University of Western Ontario, Department of Geology, London, Ontario, 285 p.
1983: Deformation terrain mid-continent region: properties subdivision, recognition; Geological Society of America, Annual Meeting, North-central Section, Madison, Wisconsin, Abstracts with Programs, v. 15, p. 250.
1984a: Deformation terrain in Canadian Prairies: morphology and sediment facies; INQUA Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits, Symposium on the relationship between glacial terrain and glacial sediment facies, Medicine Hat-Lethbridge, Alberta, Abstracts and Program, p. 7-8.
1984b: Quaternary stratigraphy of the Canadian Prairies; in Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 57-68.

Fenton, M.M. and Anderson, D.T.
1971: Pleistocene stratigraphy of the Portage La Prairie area, Manitoba; in Geoscience Studies in Manitoba, A.C. Turnock (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 9, p. 271-276.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Fenton, M.M., Moran, S.R., Teller, J.T., and Clayton, L.
1983: Quaternary stratigraphy and history in the southern part of the Lake Agassiz Basin; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 49-74.

Fisher, D., Reeh, N., and Langley, K.
1985: Objective reconstructions of the Late Wisconsinan Laurentide Ice Sheet and the significance of deformable beds; Géographie physique et Quaternaire, v. 39, p. 229-238.

Forbes, D.L.
1980: Late Quaternary sea levels in the southern Beaufort Sea; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 75-87.

Ford, D.C.
1976: Evidences of multiple glaciations in South Nahanni National Park, Mackenzie Mountains, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1433-1445.

Fortier, Y.O. and Morley, L.W.
1956: Geological unity of the Arctic Islands; Royal Society of Canada, Transactions, v. 50, Series 3, p. 3-12.

Foster, J.H. and Stalker, A. MacS.
1976: Paleomagnetic stratigraphy of the Wellsch Valley site, Saskatchewan; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 76-1C, p. 191-193.

Fraser, J.A., Heywood, W.W., and Mazurski, M.A.
1978: Metamorphic map of the Canadian Shield; Geological Survey of Canada, Map 1475A.

French, H.M.
1976: The Periglacial Environment; Longman, London, 309 p.

French, H.M., Harry, D.G., and Clark, M.J.
1982: Ground ice stratigraphy and Late-Quaternary events, south-west Banks Island, Canadian Arctic; in Proceedings Fourth Canadian Permafrost Conference, National Research Council of Canada, p. 81-90.

Fullerton, D.S. and Colton, R.B.
1986: Stratigraphy and correlation of the glacial deposits of the Montana plains; in Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, V. Sibrava, D.Q. Bowen, and G.M. Richmond (ed.); Pergamon Press, Oxford, Quaternary Science Reviews, Special Volume 5, p. 69-82.

Fulton, R.J. and Klassen, R.W.
1969: Quaternary geology, Northwest District of Mackenzie; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 69-1A, p. 193-194.

Fulton, R.J., Fenton, M.M., and Rutter, N.W.
1984: Summary of Quaternary stratigraphy and history, Western Canada; in Quaternary Stratigraphy of Canada – A Canadian contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 69-83.

Funder, S.
1989: Quaternary geology of North Greenland; in Chapter 13 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Funder, S., Abrahamsen, N., Bennike, O., and Feyling-Hanssen, R.W.
1985: Forested arctic, evidence from North Greenland; Geology, v. 13, p. 542-546.

Fyles, J.G.
1962: Physiography; in Banks, Victoria and Stefansson islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 330, p. 8-17.
1963: Surficial geology of Victoria and Stefansson islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Bulletin 101, 38 p.
1966: Quaternary stratigraphy, Mackenzie Delta and Arctic Coastal Plain; in Report of Activities, Part 1, Geological Survey of Canada, Paper 66-1, p. 30-31.
1967: Mackenzie Delta and Arctic Coastal Plain; in Report of Activities Part A, Geological Survey of Canada, Paper 67-1A, p. 34-35.

Fyles, J.G., Heginbottom, J.A., and Rampton, V.N.
1972: Quaternary geology and geomorphology, Mackenzie Delta to Hudson Bay; XXIV International Geological Congress, Montreal, Canada, Guidebook A-30, 23 p.

Gravenor, C.P.
1955: The origin and significance of prairie mounds; American Journal of Science, v. 253, p. 475-481.

Gravenor, C.P. and Kupsch, W.O.
1959: Ice-disintegration features in western Canada; Journal of Geology, v. 67, p. 48-64.

Hamilton, T.D.
1979: Late Cenozoic glaciations and erosion intervals, north-central Brooks Range; United States Geological Survey, Circular 804-B, p. B-27-B-29.

Harington, C.R.
1977: Pleistocene mammals of the Yukon Territory; unpublished PhD thesis, University of Alberta, Edmonton, 1060 p.
1978: Quaternary vertebrate faunas of Canada and Alaska and their suggested chronological sequence; National Museum of Natural Sciences, Syllogeus, no. 15, 105 p.
1980: Radiocarbon dates on some Quaternary mammals and artifacts from northern North America; Arctic, v. 33, p. 815-832.

Harmon, R.S., Ford, D.C., and Schwarcz, H.P.
1977: Interglacial-chronology of the Rocky and Mackenzie Mountains based upon ^{230}Th-^{234}U dating of calcite speleothems; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2543-2552.

Heginbottom, J.A. and Vincent, J.A. (editors)
1986: Correlation of Quaternary deposits and events around the margin of the Beaufort Sea: Contributions from a Joint Canadian-American Workshop, April 1984; Geological Survey of Canada, Open File 1237, 60 p.

Heginbottom, J.A., Kurfurst, P.J., and Lau, J.S.O.
1977: Evaluation of regional occurrence of ground ice and frozen ground, Mackenzie Valley, District of Mackenzie; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 77-1C, p. 35-38.

Hill, P.R., Mudie, P.J., Moran, K., and Blasco, S.M.
1985: A sea-level curve for the Canadian Beaufort Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1383-1393.

Hills, L.V.
1975: Late Tertiary floras Arctic Canada: an interpretation; in Proceedings of the Circumpolar Conference on Northern Ecology, Ottawa, Canada, p. I-61 to I-71.

Hills, L.V., Klovan, J.E., and Sweet, A.R.
1974: Juglans eocinerea n. sp., Beaufort Formation (Tertiary), southwestern Banks Island, Arctic Canada; Canadian Journal of Botany, v. 52, p. 65-90.

Hodgson, D.A.
1987: Episodic retreat of the Late Wisconsinan Laurentide Ice Sheet over northeast Victoria Island, and the source of the Viscount Melville Sound Ice Shelf (abstract); 12th INQUA Congress, National Research Council of Canada, Ottawa, Programme with Abstracts, p. 188.
1989: Quaternary stratigraphy and chronology (Queen Elizabeth Islands); in Chapter 6 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Hodgson, D.A. and Vincent, J-S.
1984a: Surficial geology, central Melville Island; Geological Survey of Canada, Map 1583A, scale 1:250 000.
1984b: A 10 000 yr. B.P. extensive ice shelf over Viscount Melville Sound, Arctic Canada; Quaternary Research, v. 22, p. 18-30.

Hodgson, D.A., Vincent, J-S., and Fyles, J.G.
1984: Quaternary geology of central Melville Island, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 83-16, 25 p.

Hopkins, D.B.
1923: Some structural features of the plains and of Alberta caused by Pleistocene glaciation; Geological Society of America, Bulletin, v. 34, p. 419-420.

Hughes, O.L.
1972: Surficial geology of northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 69-36, 11 p.
1987: The Late Wisconsinan Laurentide glacial limits of northwestern Canada: the Tutsieta Lake and Kelly Lake phases; Geological Survey of Canada, Paper 85-25, 19 p.

Hughes, O.L. and Duk-Rodkin, A.
1987: Relationships of Late Pleistocene landforms and deposits along Mackenzie and Richardson Mountains (abstract); 12th INQUA Congress, National Research Council of Canada, Ottawa, Programme with Abstracts, p. 190.

Hughes, O.L., Harington, C.R., Janssens, J.A., Matthews, J.V., Jr., Morlan, R.E., Rutter, N.W., and Schweger, C.E.
1981: Upper Pleistocene stratigraphy, paleoecology, and archaeology of the northern Yukon interior, Eastern Beringia 1. Bonnet Plume Basin; Arctic, v. 34, p. 329-365.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Hughes, O.L., Rutter, N.W., Matthews, J.V., Jr., and Clague, J.J.
1989: Unglaciated areas (Quaternary stratigraphy and history, Canadian Cordillera); in Chapter 1 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, Geology of North America, v. K-1).*

Hughes, O.L., Veillette, J.J., Pilon, J., Hanley, P.T., and van Everdingen, R.O.
1973: Terrain evaluation with respect to pipeline construction, Mackenzie transportation corridor, central part, 64 to 68N; Environmental-Social Program, Task Force on Northern Oil Development, Report 73-77, 74 p.

Hyvarinen, H. and Ritchie, J.C.
1975: Pollen stratigraphy of Mackenzie pingo sediments, N.W.T., Canada; Arctic and Alpine Research, v. 7, p. 261-272.

Izett, G.A. and Wilcox, R.E.
1970: The Bishop ash bed, a Pleistocene marker bed in the Western United States; Quaternary Research, v. 1, p. 121-132.

Jackson, L.E., Jr.
1979: New evidence for the existence of an ice free corridor in the Rocky Mountain Foothills near Calgary, Alberta, during late Wisconsinan Time; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 107-111.
1980a: Quaternary stratigraphy and history of the Alberta portion of the Kananaskis map area (82J) and its implications for the existence of an ice free corridor during Wisconsinan time; Canadian Journal of Anthropology, v. 1, p. 9-10.
1980b: Glacial history and stratigraphy of the Alberta portion of the Kananaskis Lakes map area; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 459-477.
1983: Comments on chronology of Late Wisconsinan glaciation in middle North America; Quaternary Science Reviews, v. 1, p. vii-xiv.

Jackson, L.E., Jr. and Pawson, M.
1984: Alberta radiocarbon dates; Geological Survey of Canada, Paper 83-25, 27 p.

Jackson, L.E., Jr., MacDonald, G.M., and Wilson, M.C.
1982: Paraglacial origin for terraced river sediments in Bow Valley, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, no. 12, p. 2219-2231.

Jackson, L.E., Rutter, N.W., Hughes, O.L., and Clague, J.J.
1989: Glaciated fringe (Quaternary stratigraphy and history, Canadian Cordillera); in Chapter 1 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Johnson, B., Calverley, A.E. and Pendlebury, D.C.
1976: Pleistocene foraminifera from northern Yukon, Canada; in 1st International Symposium on Benthonic Foraminifera of Continental Margins, Part B, Paleoecology and Biostratigraphy, Maritime Sediments, Special Publication 1, p. 393-400.

Johnson, G.H. and Brown, R.J.E.
1965: Stratigraphy of the Mackenzie River Delta, Northwest Territories, Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 76, p. 103-112.

Johnson, R.G.
1982: Brunhes-Matuyama magnetic reversal dated at 790 000 yr. B.P. by marine-astronomical correlations; Quaternary Research, v. 17, p. 135- 147.

Johnston, W.A.
1934: Surface deposits and groundwater supply of Winnipeg map-area, Manitoba; Geological Survey of Canada, Memoir 174, 110 p.

Johnston, W.A., Wickenden, R.T.D., and Weir, J.D.
1948: Preliminary map, surface deposits, southern Saskatchewan; Geological Survey of Canada, Paper 48-18, scale 1 in to 6 mi.

Judge, A.S.
1986: Permafrost distribution and the Quaternary history of the Mackenzie Beaufort Region: a geothermal perspective; in Correlation of Quaternary Deposits and Events Around the Margin of the Beaufort Sea: Contributions from a Joint Canadian-American Workshop, April 1984, J.A. Heginbottom and J-S. Vincent (ed.); Geological Survey of Canada, Open File 1237, p. 41-45.

Karlstrom, E.
1981: Late Cenozoic soils of the Glacier and Waterton Parks area, northwestern Montana and southwestern Alberta, and paleoclimatic implications; unpublished PhD thesis, University of Calgary, Calgary, 358 p.
1986: Late Cenozoic glacial and pedological history of Glacier-Waterton Park area, southwestern Alberta and northwestern Montana; in Developments in Palaeontology and Stratigraphy, R.W. Barendregt (ed.), v. 8, Elsevier, New York.

Karrow, P.F. and Anderson, T.W.
1975: Palynological study of lake sediment profiles from southwestern New Brunswick: Discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1808-1812.

Kehew, A.E.
1982: Catastrophic flood hypothesis for origin of Souris spillway, Saskatchewan and North Dakota; Geological Society of America, Bulletin, v. 93, p. 1051-1058.

Kehew, A.E. and Lord, M.L.
1986: Origin and large-scale erosional features of glacial-lake spillways in the northern Great Plains; Geological Society of America, Bulletin, v. 97, p. 162-177.

Kerfoot, D.E.
1969: The geomorphology and permafrost conditions of Garry Island, N.W.T.; unpublished PhD thesis, University of British Columbia, Vancouver, 308 p.

Kerr, J.W.
1980: Evolution of the Canadian Arctic Islands: a transition between the Atlantic and Arctic oceans; in The Ocean Basins and Margins, A.E.M. Nairn, M. Churkin, Jr., and F.G. Stehli (ed.); v. 5, The Arctic Ocean; Plenum Press, New York, p. 105-199.

Khan, E.
1970: Biostratigraphy and paleontology of a Sangamon deposit at Fort Qu'Appelle, Saskatchewan; National Museums of Canada, Publications in Palaeontology, No. 5, 82 p.

Klassen, R.W.
1965: Surficial geology of the Waterhen-Grand Rapids area, Manitoba; Geological Survey of Canada, Paper 66-36, 6 p.
1966: The surficial geology of the Riding Mountain area, Manitoba-Saskatchewan; unpublished PhD thesis, University of Saskatchewan, Saskatoon, Saskatchewan.
1969: Quaternary stratigraphy and radiocarbon chronology of southwestern Manitoba; Geological Survey of Canada, Paper 69-27, 19 p.
1971a: Surficial geology, Franklin Bay (97C) and Brock River (97D); Geological Survey of Canada, Open File 48, scale 1:250 000.
1971b: Nature, thickness, and subsurface stratigraphy of the drift in southwestern Manitoba; in Geoscience Studies in Manitoba, A.C. Turnock (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 9, p. 253-261.
1972: Wisconsin events and the Assiniboine and Qu'Appelle valleys of Manitoba and Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 544-560.
1975: Quaternary geology and geomorphology of Assiniboine and Qu'Appelle valleys of Manitoba and Saskatchewan; Geological Survey of Canada, Bulletin 228, 61 p.
1979: Pleistocene geology and geomorphology of the Riding Mountain and Duck Mountain areas, Manitoba-Saskatchewan; Geological Survey of Canada, Memoir 396, 52 p.
1983a: Lake Agassiz and the late glacial history of northern Manitoba; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 97-115.
1983b: Assiniboine Delta and the Assiniboine-Qu'Appelle valley system — implications concerning the history of Lake Agassiz in southwestern Manitoba; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 212-229.
1986: Surficial geology of north-central Manitoba; Geological Survey of Canada, Memoir 419, 57 p.

Klassen, R.W. and Vreeken, W.J.
1987: The nature and chronological implications of surface tills and post-till sediments in the Cypress Lake area, Saskatchewan; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 111-125.

Klassen, R.W. and Wyder, J.E.
1970: Bedrock topography, buried valleys and nature of the drift, Virden map- area, Manitoba; Geological Survey of Canada, Paper 70-56, 11 p.

Klassen, R.W., Delorme, L.O., and Mott, R.J.
1967: Geology and paleontology of Pleistocene deposits in southwestern Manitoba; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 433-447.

Kuc, M.
1974: The interglacial flora of Worth Point, western Banks Island; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 74-1B, p. 227-231.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Kugler, M. et St-Onge, D.A.
1973: Composantes du mouvement de rebondissement isostatique d'après des données de remblaiements alluviaux (exemple de la rivière Saskatchewan Sud); Journal canadien des sciences de la terre, vol. 4, p. 551-556.

Kupsch, W.O.
1962: Ice-thrust ridges in western Canada; Journal of Geology, v. 70, p. 582-594.

Last, W.M.
1984: Sedimentology of playa lakes of the northern Great Plains; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 107-125.

Laycock, A.H.
1972: The diversity of the physical landscape; in Studies in Canadian Geography – The Prairie Provinces, P.J. Smith (ed.); University of Toronto Press, Toronto.

Longley, R.W.
1972: The climate of the Prairie Provinces; Canada Department of Environment, Climatological Studies No. 13, Toronto.

Lorrain, R.D. and Demeur, P.
1985: Isotopic evidence for relic Pleistocene glacier ice on Victoria Island, Canadian Arctic Archipelago; Arctic and Alpine Research, v. 17, no. 1, p. 89-98.

Lowdon, J.A. and Blake, W., Jr.
1968: Geological Survey of Canada radiocarbon dates VII; Radiocarbon, v. 10, p. 207-245.
1970: Geological Survey of Canada radiocarbon dates IX; Radiocarbon v. 12, p. 46-86.
1973: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIII; Geological Survey of Canada, Paper 73-7, 61 p.
1975: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XV; Geological Survey of Canada Paper 75-7, 32 p.
1976: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVI; Geological Survey of Canada, Paper 76-7, 21 p.
1978: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVIII; Geological Survey of Canada, Paper 78-7, 20 p.
1979: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIX; Geological Survey of Canada, Paper 79-7, 58 p.
1980: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XX; Geological Survey of Canada, Paper 80-7, 28 p.
1981: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXI; Geological Survey of Canada, Paper 81-7, 22 p.

Lowdon, J.A., Fyles, J.G., and Blake, W., Jr.
1967: Geological Survey of Canada radiocarbon dates VI; Radiocarbon, v. 9, p. 156-197.

Lowdon, J.A., Robertson, I.M., and Blake, W., Jr.
1971: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XI; Radiocarbon, v. 13, p. 255-324.

MacDonald, G.M.
1987: Postglacial vegetation history of the Mackenzie River basin, Quaternary Research, v. 28, p. 245-262.

MacDonald, G.M., Beukens, R.P., Keiser, W.E., and Vitt, D.H.
1987: Comparative radiocarbon dating of terrestrial plant microfossils and aquatic moss from the « Ice-free Corridor » of western Canada; Geology, v. 15, p. 837-840.

Mackay, J.R.
1956: Deformation by glacier-ice at Nicholson Peninsula, N.W.T., Canada; Arctic v. 9, p. 219-228.
1958: The Anderson River map-area, N.W.T.; Geographical Branch, Memoir 5, 137 p.
1959: Glacier ice-thrust features of the Yukon Coast; Geographical Bulletin, no. 13, p. 5-21.
1960: Crevasse fillings and ablation slide moraines, Stopover Lake area, N.W.T.; Geographical Bulletin, no. 14, p. 89-99.
1962: Pingos of the Pleistocene Mackenzie Delta area; Geographical Bulletin no. 18, p. 21-63.
1963: The Mackenzie delta area, N.W.T.; Geographical Branch, Memoir no. 8, 202 p.
1971: The origin of massive icy beds in permafrost, Western Arctic Coast, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 397-422.
1981: Dating the Horton River breakthrough, District of Mackenzie; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 81-1B, p. 129-132.
1983: Oxygen isotope variations in permafrost, Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 67-74.
1986: The permafrost record and Quaternary history of northwestern Canada; in Correlation of Quaternary Deposits and Events Around the Margin of the Beaufort Sea: Contribution from a Joint Canadian-American Workshop, April 1984, J.A. Heginbottom and J-S. Vincent (ed.); Geological Survey of Canada, Open File 1237, p. 38-40.

Mackay, J.R., and Mathews, W.H.
1973: Geomorphology and Quaternary history of the Mackenzie River valley near Fort Good Hope, N.W.T., Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 26-41.

Mackay, J.R., and Matthews, J.V., Jr.
1983: Pleistocene ice and sand wedges, Hooper Island, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1087-1097.

Mackay, J.R., Rampton, V.N., and Fyles, J.G.
1972: Relic Pleistocene permafrost, Western Arctic, Canada; Science, v. 176, p. 1321-1323.

Mahaney, W.C. and Stalker, A. MacS.
1988: Stratigraphy of the North Cliff section, Wellsch Valley site, Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 206-214.

Maher, W.J.
1968: Musk-ox bone of possible Wisconsin age from Banks Island, Northwest Territories; Arctic, v. 21, p. 260-266.

Mathewes, R.W. and Westgate, J.A.
1980: Bridge River tephra: revised distribution and significance for detecting old carbon errors in radiocarbon dates of limnic sediments in southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1454-1461.

Mathews, W.H.
1974: Surface profiles of the Laurentide Ice Sheet in its marginal areas; Journal of Glaciology, v. 13, p. 37-43.
1978: Quaternary stratigraphy and geomorphology of Charlie Lake (94 A) map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 76-20, 25 p.
1980: Retreat of last ice sheet in northeastern British Columbia and adjacent Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 331, 22 p.

Mathews, W.H. and Mackay, J.R.
1960: Deformation of soils by glacier ice and the influence of pore pressures and permafrost; Royal Society of Canada, Transactions, third series, v. 54, p. 27-36.

Matthews, J.V., Jr., Mott, R.J., and Vincent, J-S.
1986: Preglacial and interglacial environments of Banks Island: pollen and macrofossils from Duck Hawk Bluffs and related sites; Géographie physique et Quaternaire, v. 40, p. 279-298.

Mayewski, P.A., Denton, G.H., and Hughes, T.J.
1981: Late Wisconsin ice sheets of North America; in The Last Great Ice Sheets, G.H. Denton and T.J. Hughes (ed.); John Wiley and Sons, New York, p. 67-178.

McCallum, K.J. and Wittenberg, J.
1965: University of Saskatchewan radiocarbon dates IV; Radiocarbon, v. 7, p. 229-235.

McConnell, R.G.
1886: Report on the Cypress Hills, Wood Mountain, and adjacent country; Geological Survey of Canada, Annual Report 1, Part C, p. 1C-169C.

McPherson, R.A., Leith, E.I., and Anderson, D.T.
1971: Pleistocene stratigraphy of a portion of southeastern Manitoba; in Geoscience Studies in Manitoba, A.C. Turnock (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 9, p. 277-283.

Miall, A.D.
1979: Mesozoic and Tertiary geology of Banks Island, Arctic Canada: The history of an unstable craton margin; Geological Survey of Canada, Memoir 387, 235 p.

Mickelson, D.M., Clayton, L., Fullerton, D.S., and Barns, H.W.
1983: The Late Wisconsin glacial record of the Laurentide ice sheet in the United States; in The Late Pleistocene, S.C. Porter, (ed.), volume 1 of Late-Quaternary Environments of the United States, H.E. Wright, Jr. (ed.); University of Minnesota Press, Minneapolis, p. 3-37.

Moran, S.R.
1971: Glaciotectonic structures in drift; in Till: A Symposium, R.P. Goldthwait (ed.); Ohio State University Press, Columbus, Ohio, p. 127-148.

Moran, S.R., Clayton, L., Hooke, R.L., Fenton, M.M., and Andriashek, L.D.
1980: Glacier-bed landforms of the prairie region of North America; Journal of Glaciology, v. 25, p. 457-476.

Morlan, R.E.
1986: Pleistocene archaeology in Old Crow Basin: a critical reappraisal; in New Evidence for the Pleistocene Peopling of the Americas, A.L. Bryan (ed.); Center for Study of Early Man, University of Maine, p. 27-48.

Mott, R.J.
1973: Palynological studies in central Saskatchewan – pollen stratigraphy from lake sediment sequences; Geological Survey of Canada, Paper 72-49, 18 p.

Naeser, N.D., Westgate, J.A., Hughes, O.L., and Péwé, T.L.
1982: Fission-track ages of late Cenozoic distal tephra beds in the Yukon Territory and Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2167-2178.

Nambudiri, E.M.V., Teller, J.T., and Last, W.M.
1980: Pre-Quaternary microfossils — A guide to errors in radiocarbon dating; Geology, v. 8, p. 123-126.

Naylor, D., McIntyre, D.J., and McMillan, N.F.
1972: Pleistocene deposits exposed along the Yukon Coast; Arctic, v. 25, p. 49-55.

Nelson, R.E. and Carter, L.D.
1985: Pollen analysis of a Late Pliocene and Early Pleistocene section from the Gubik Formation of Arctic Alaska; Quaternary Research, v. 24, p. 295-306.

Parizek, R.R.
1964: Geology of the Willow Bunch Lake area (72H), Saskatchewan; Saskatchewan Research Council, Geology Division, Report No. 4, 47 p.
1969: Glacial ice-contact rings and ridges; in United States Contributions to Quaternary Research, S.A. Schumm and W.C. Bradley (ed.); Geological Society of America Special Paper 123, p. 49-102.

Pearce, G.W., Westgate, J.A., and Robertson, S.
1982: Magnetic reversal history of Pleistocene sediments at Old Crow, northwestern Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 919-929.

Pelletier, B.R.
1966: Development of submarine physiography in the Canadian Arctic and its relation to crustal movements; in Continental Drift, G.D. Garland (ed.); The Royal Society of Canada, Special Publication no. 9, University of Toronto Press, p. 77-101.

Pissart, A., Vincent, J-S., et Edlund, S.A.
1977: Dépôts et phénomènes éoliens sur l'île Banks, Territoires du Nord-Ouest, Canada; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 14, p. 2462-2480.

Powers, H.A. and Wilcox, R.E.
1964: Volcanic ash from Mount Mazama (Crater Lake) and from Glacier Park; Science, v. 144, p. 1334-1336.

Prest, V.K.
1968: Nomenclature of moraines and ice-flow features as applied to the glacial map of Canada; Geological Survey of Canada, Paper 67-57, 32 p.
1969: Retreat of Wisconsin and recent ice in North America; Geological Survey of Canada, Map 1257A, 1:5 000 000.
1970: Quaternary geology of Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, 5th edition, p. 676-764.*
1983: Canada's heritage of glacial features; Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report 28, 119 p.*
1984: The Late Wisconsinan glacier complex; in Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 21-36.

Prest, V.K. and Nielsen, E.
1987: The Laurentide Ice Sheet and long distance transport; Geological Survey of Finland, Special Paper 3, p. 91-101.

Prest, V.K., Grant, D.R., and Rampton, V.N.
1968: Glacial map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1253A, scale 1:5 000 000.

Putnam, D.F. and Putnam, R.G.
1979: Canada: A Regional Analysis; J.M. Dent and Sons, Canada.*

Rampton, V.N.
1970: Quaternary geology, Mackenzie Delta and Arctic Coastal Plain, District of Mackenzie (Parts of 107B, 117A, C, D); in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 70-1A, p. 181-182.
1971a: Quaternary geology, Mackenzie Delta and Arctic Coastal Plain, District of Mackenzie; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 71-1A, p. 173-177.
1971b: Massive ice and icy sediments throughout the Tuktoyaktuk Peninsula, Richards Island, and nearby areas, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 71-21, 16 p.
1972: Quaternary geology, Arctic Coastal Plain, District of Mackenzie and Herschel Island, Yukon Territory; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 72-1A, p. 171-175.
1973: The history of thermokarst in the Mackenzie-Beaufort region, Northwest Territories, Canada; in Abstracts, 9th Congress, International Union of Quaternary Research, p. 299.
1974a: The influence of ground ice and thermokarst upon the geomorphology of the Mackenzie-Beaufort area; in Research in Polar and Alpine Geomorphology, B.D. Fahey and R.D. Thompson (ed.), Proceedings, 3rd Guelph Symposium on Geomorphology, Guelph, p. 43-59.
1974b: Terrain evaluation with respect to pipeline construction, Mackenzie transportation corridor, northern part, Lat. 68N to coast; Environmental-Social Program, Task Force on Northern Oil Development, Report 73-47, 44 p.
1980: Surficial geology, Aklavik, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Map 31-1979, scale 1:250 000.
1981a: Surficial geology, Malloch Hill, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Map 30-1979, scale 1:250 000.
1981b: Surficial geology, Mackenzie Delta, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Map 32-1979, scale 1:250 000.
1981c: Surficial geology, Stanton, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Map 33-1979, scale 1:250 000.
1982: Quaternary geology of the Yukon Coastal Plain; Geological Survey of Canada, Bulletin 317, 49 p.
1988: Quaternary geology of the Tuktoyaktuk Coastlands, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Memoir 423, 98 p.

Rampton, V.N. and Bouchard, M.
1975: Surficial geology of Tuktoyaktuk, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 74-53, 17 p.

Reeves, B.O.K.
1971: On the coalescence of the Laurentide and Cordilleran ice sheets in the western interior of North America with particular reference to the southern Alberta area; in Aboriginal Man and Environments on the Plateau of North America, A.H. Styrd and R.A. Smith (ed.); The Student's Press, Calgary, p. 205-227.
1973: The nature and age of the contact between the Laurentide and Cordilleran ice sheets in the western interior of North America; Arctic and Alpine Research, v. 5, no. 1, p. 1-16.

Richards, H.G.
1950: Postglacial marine submergence of Arctic North America with special reference to the Mackenzie Delta; Proceedings, American Philosophical Society, v. 94, p. 31-37.

Ritchie, J.C.
1969: Absolute pollen frequencies and carbon-14 age of a section of Holocene lake sediment from the Riding Mountain area of Manitoba; Canadian Journal of Botany, v. 47, no. 9, p. 1345-1349.
1972: Pollen analysis of late-Quaternary sediments from the Arctic treeline of the Mackenzie River Delta region, Northwest Territories, Canada; in Climatic Changes in Arctic Areas During the Last Ten Thousand Years, Y. Vasari, H. Hyvarinen and S. Hicks (ed.); Acta Universitatis Ouluensis, Serie A, Geologica 1, p. 239-252.
1976: The Late-Quaternary vegetational history of the western interior of Canada; Canadian Journal of Botany, v. 54, no. 15, p. 1793-1818.
1977: The modern and late Quaternary vegetation of the Campbell-Dolomite Uplands, near Inuvik, N.W.T., Canada; Ecological Monographs, v. 47, p. 401-423.
1980: Towards a late-Quaternary paleoecology of the ice-free corridor; in The Ice-Free Corridor and Peopling of the New World, N.W. Rutter and C.E. Schweger (ed.); Canadian Journal of Anthropology, v. 1, p. 15-28.
1981: Problems of interpretation of the pollen stratigraphy of northwest North America; in Quaternary Paleoclimates, W.C. Mahaney (ed.); Geo Abstracts, Norwich, p. 377-391.
1982: The modern and Late-Quaternary vegetation of the Doll Creek area, North Yukon, Canada; The New Phytologist, v. 90, p. 563-603.
1984: Past and present vegetation of the far northwest of Canada; University of Toronto Press, Toronto, 251 p.
1989: History of the boreal forest in Canada; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Ritchie, J.C., and Cwynar, L.C.
1982: The Late Quaternary vegetation of the north Yukon; in Paleoecology of Beringia, D.M. Hopkins, J.V. Matthews Jr., C.E. Schweger, and S.B. Young (ed.); Academic Press, New York, p. 113-126.

Ritchie, J.C., and Hare, F.K.
1971: Late-Quaternary vegetation and climate near the Arctic tree line of northwestern North America; Quaternary Research, v. 1, p. 331-342.

Ritchie, J.C., and Koivo, L.K.
1975: Postglacial diatom stratigraphy in relation to the recession of Glacial Lake Agassiz; Quaternary Research, v. 5, p. 529-540.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Ritchie, J.C. and Lichti-Federovich, S.
1968: Holocene pollen assemblages from the Tiger Hills, Manitoba; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 873-880.

Ritchie, J.C. and Yarranton, G.A.
1978: Patterns of change in the late-Quaternary vegetation of the western interior of Canada; Canadian Journal of Botany, v. 56, no. 17, p. 2177-2183.

Ritchie, J.C., Cwynar, L.C., and Spear, R.W.
1983: Evidence from north-west Canada for an early Holocene Milankovitch thermal maximum; Nature, v. 305, no. 5930, p. 126-128.

Roed, M.A., Mountjoy, E.W., and Rutter, N.W.
1967: The Athabasca Valley erratics train, Alberta and Pleistocene ice movements across the continental divide; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 625-632.

Rutherford, R.L.
1937: Saskatchewan gravels and sands in central Alberta; Royal Society of Canada, Transactions, section IV, series 3, v. 31, p. 81-95.

Rutter, N.W.
1972: Geomorphology and multiple glaciation in the area of Banff, Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 206, 54 p.
1974: Surficial geology and land classification, Mackenzie Valley transportation corridor (85D, E, 95A, B, G, H, I, J, K, N, O); in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 74-1A, p. 285.
1980: Late Pleistocene history of the western Canadian ice-free corridor; in The Ice-Free Corridor and Peopling of the New World, N.W. Rutter and C.E. Schweger (ed.); Canadian Journal of Anthropology, v. 1, p. 1-8.

Rutter, N.W. and Boydell, A.N.
1973: Surficial geology and land classification, Mackenzie Valley transport corridor (85D, 95B (north half), 95G, I, K (east half), N, O); in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 73-1A, p. 239-240.

Rutter, N.W. and Minning, G.V.
1972: Surficial geology and land classification, Mackenzie Valley transportation corridor (85E, 95A, B (south half), H, J); in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 72-1A, p. 178.

Rutter, N.W., Boydell, A.N., Savigny, K.W., and van Everdingen, R.O.
1973: Terrain evaluation with respect to pipeline construction, Mackenzie transportation corridor, southern part, Lat. 60 to 64; Environmental-Social Program, Task Force on Northern Oil Development, Report no. 73-36, 145 p.

Savigny, K.W.
1989: Surficial and engineering geology of the Great Bear River area, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper.

Schreiner, B.T.
1983: Lake Agassiz in Saskatchewan; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 75-96.
1984: Quaternary geology of the Precambrian Shield, Saskatchewan; Saskatchewan Geological Survey, Report 221, 106 p.

Schweger, C.E.
1989: Paleoecology of the western Canadian ice-free corridor; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Scott, J.S.
1976: Geology of Canadian tills; in Glacial Till, R.F. Leggett (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication 12, p. 50-68.
1989: Engineering geology and land use planning in the Prairie region of Canada; in Chapter 12 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Sharpe, D.R.
1984: Late Wisconsinan glaciation and deglaciation of Wollaston Peninsula, Victoria Island, Northwest Territories; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 259-269.
1985: The stratified nature of deposits in streamlined glacial landforms on southern Victoria Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 365-371.
1988: Late glacial landforms of Wollaston Peninsula, Victoria Island, Northwest Territories: product of ice-marginal retreat, surge, and mass stagnation; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 262-279.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Shetsen, I.
1984: Application of till pebble lithology to the differentiation of glacial lobes in southern Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 920-933.

SkaraWoolf, T.
1980: Mammals of the Riddell Local Fauna (Floral Formation, Pleistocene, Late Rancholabrean), Saskatoon, Canada; Saskatchewan Museum of Natural History, Regina, Natural History Contributions, Number 2, 129 p.
1981: Biostratigraphy and paleoecology of Pleistocene deposits (Riddell Member, Floral Formation, Late Rancholabrean), Saskatoon, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 311-322.

Slater, D.S.
1985: Pollen analysis of postglacial sediments from Eildun Lake, District of Mackenzie, N.W.T., Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 663-674.

Slater, G.
1927: Structure of the Mud Buttes and Tit Hills in Alberta; Geological Society of America, Bulletin, v. 38, p. 721-730.

Spear, R.W.
1983: Paleoecological approaches to a study of tree-line fluctuation in the Mackenzie Delta region, Northwest Territories: preliminary results; Collection Nordicana, no. 47, p. 61-72.

Stalker, A. MacS.
1956: The Erratics Train; Foothills of Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 37, 28 p.
1959: Surficial geology, Fort Macleod, Alberta; Geological Survey of Canada, Map 21-1958 (with marginal notes), scale 1:250 000.
1960a: Ice-pressed drift forms and associated deposits in Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 57, 38 p.
1960b: Surficial geology of the Red Deer – Stettler map-area, Alberta; Geological Survey of Canada, Memoir 306, 140 p.
1961: Buried valleys in central and southern Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 60-32, 13 p.
1962: Surficial geology, Fernie, 82G, Alberta portion; Geological Survey of Canada, Map 31-1961, scale 1:250 000.
1963: Quaternary stratigraphy in southern Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 62-34, 52 p.
1968a: Identification of Saskatchewan Gravels and Sands; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 155-163.
1968b: Geology of the terraces at Cochrane, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, no. 6, p. 1455-1466.
1969: Quaternary stratigraphy in southern Alberta; Report II: Sections near Medicine Hat, Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 69-26, 28 p.
1973: Surficial geology of the Drumheller area, Alberta; Geological Survey of Canada, Memoir 370, 122 p.
1976a: Mega blocks, or the enormous erratics of the Albertan Prairies; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 76-1C, p. 185-188.
1976b: Quaternary stratigraphy of the southwestern Canadian Prairies; in Quaternary Stratigraphy of North America, W.C. Mahaney (ed.); Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pa., p. 381-407.
1977: The probable extent of Classical Wisconsin ice in southern and central Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2614-2619.
1980: The geology of the ice-free corridor: the southern half; Canadian Journal of Anthropology, v. 1, p. 11-13.
1983: Quaternary stratigraphy in southern Alberta; Report III: The Cameron Ranch Section; Geological Survey of Canada, Paper 83-10, 20 p.

Stalker, A. MacS. and Churcher, C.S.
1972: Glacial stratigraphy of the southwestern Canadian Prairies; the Laurentide record; 24th International Geological Congress (Montreal), Section 12, p. 110-119.
1982: Ice Age deposits and animals from the southwestern part of the Great Plains of Canada; Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report no. 31.

Stalker, A. MacS. and Harrison, J.E.
1977: Quaternary glaciation of the Waterton-Castle River region of Alberta; Canadian Petroleum Geology, Bulletin, v. 25, p. 882-906.

Stalker, A.MacS. and Vincent, J-S.
in press: The Quaternary geology of the Interior Plains; Chapter 10 in Sedimentary Cover of the Craton: Canada, D.F. Stott and J.D. Aitken (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada no. 6 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. D-1).*

Stalker, A. MacS. and Wyder, J.E.
1983: Borehole and outcrop stratigraphy compared, with illustrations from the Medicine Hat area of Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 296, 28 p.

St-Onge, D.A.
1967: Geomorphology, Lancer, Saskatchewan; Department of Energy, Mines and Resources, Geographical Branch, scale 1:50 000.
1972: Sequence of glacial lakes in north-central Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 213, 16 p.
1980: Glacial Lake Coppermine, north-central District of Mackenzie, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1310-1315.
1987: Morphosedimentary zones and Wisconsinan glacial limit, Bluenose Lake Region, Northwest Territories; Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 12, p. 92.

Szabo, B.J., Stalker, A. MacS., and Churcher, C.S.
1973: Uranium series ages of some Quaternary deposits near Medicine Hat, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1464-1469.

Teller, J.T.
1976: Lake Agassiz deposits in the main offshore basin of southern Manitoba; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 27-43.
1980: Radiocarbon dates in Manitoba; Manitoba Department of Energy and Mines, Mineral Resources Division, Geological Report GR 80-4.

Teller, J.T. and Fenton, M.M.
1980: Late Wisconsinan glacial stratigraphy and history of southeastern Manitoba; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 19-35.

Teller, J.T. and Last, W.M.
1981: Late Quaternary history of Lake Manitoba, Canada; Quaternary Research, v. 16, p. 97-116.

Teller, J.T. and Thorleifson, L.H.
1983: The Lake Agassiz-Lake Superior connections; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 261-290.

Teller, J.T., Moran, S.R., and Clayton, L.
1980: The Wisconsinan deglaciation of southern Saskatchewan and adjacent areas: Discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 539-541.

Tipper, H.W., Woodsworth, G.J., and Gabrielse, H.
1981: Tectonic assemblage map of the Canadian Cordillera and adjacent parts of the United States of America; Geological Survey of Canada, Map 1505A.

Tozer, E.T. and Thorsteinsson, R.
1964: Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 332, 242 p.

Vincent, J-S.
1978: Limits of ice advance, glacial lakes, and marine transgressions on Banks Island, District of Franklin: a preliminary interpretation; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 78-1C, p. 53-62.
1982: The Quaternary history of Banks Island, N.W.T., Canada; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 209-232.
1983: La géologie du Quaternaire et la géomorphologie de l'île Banks, Arctique canadien; Commission géologique du Canada, Mémoire 405, 118 p.
1984: Quaternary stratigraphy of the western Canadian Arctic Archipelago; in Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 87-100.
1989: Quaternary geology of the southwestern Canadian Shield; in Chapter 3 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Vincent, J-S. and Barendregt, R.W.
1987: Late Cenozoic paleomagnetic record of the Duck Hawk Bluffs, Banks Island, Canadian Arctic Archipelago (abstract); 12th INQUA Congress, National Research Council of Canada, Ottawa, Programme with Abstracts, p. 282.

Vincent, J-S. and Prest, V.K.
1987: The Early Wisconsinan history of the Laurentide Ice Sheet; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 199-213.

Vincent, J-S., Morris, W.A., and Occhietti, S.
1984: Glacial and nonglacial sediments of Matuyama paleomagnetic age on Banks Island, Canadian Arctic Archipelago; Geology, v. 12, p. 139-142.

Vincent, J-S., Occhietti, S., Rutter, N.W., Lortie, G., Guilbault, J.P., and Boutray, B. de
1983: The late Tertiary-Quaternary stratigraphic record of the Duck Hawk Bluffs, Banks Island, Canadian Arctic Archipelago; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1694-1712.

Vonhoff, J.A.
1965: The Cypress Hills Formation and its reworked deposits in southwestern Saskatchewan; in Alberta Society of Petroleum Geologists Guidebook, 15th Annual Field Conference Guidebook, Part 1, Cypress Hills Plateau, p. 142-161.
1969: Tertiary gravels and sands in the Canadian Great Plains; unpublished PhD thesis, Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, Saskatoon.

Vreeken, W.J.
1986: Quaternary events in the Elkwater Lake area of southeastern Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 2024-2038.

Washburn, A.L.
1947: Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions, Arctic Canada; Geological Society of America, Memoir 22, 142 p.

Waters, P.L.
1979: Postglacial environment of southern Alberta; unpublished MSc thesis, University of Alberta, Department of Geology, Edmonton, 107 p.

Weaver, J.S. and Stewart, J.M.
1982: In situ hydrates under the Beaufort Sea Shelf; in Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference, H.M. French (ed.); National Research Council, Ottawa, p. 312-319.

Westgate, J.A.
1968: Surficial geology of the Foremost-Cypress Hills area, Alberta; Research Council of Alberta, Bulletin 22, 122 p.

Westgate, J.A. and Evans, M.E.
1978: Compositional variability of Glacier Peak tephra and its stratigraphic significance; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1554-1567.

Westgate, J.A., Bonnichsen, R., Schweger, C., and Dormaar, J.F.
1972: The Cypress Hills; in Quaternary Geology and Geomorphology between Winnipeg and the Rocky Mountains, N.W. Rutter and E.A. Christiansen (ed.); Field Excursion C-22, 24th International Geological Congress (Montreal), p. 50-62.

Westgate, J.A., Briggs, N.D., Stalker, A. MacS., and Churcher, C.S.
1978: Fission-track age of glass from tephra beds associated with Quaternary vertebrate assemblages in the southern Canadian plains; Geological Society of America, Abstracts with Program, v. 10, no. 7, p. 514-515.

Westgate, J.A., Christiansen E.A., and Boellstorff, J.D.
1977: Wascana Creek Ash (Middle Pleistocene) in southern Saskatchewan: characterization, source, fission track age, palaeomagnetism and stratigraphic significance; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, no. 3, p. 357-374.

Westgate, J.A., Fritz, P., Matthews, J.V., Jr., Kalas, L., Delorme, L.D., Green, R., and Aario, R.
1972: Geochronology and paleoecology of mid-Wisconsinan sedimentation in west-central Alberta, Canada; 24th International Geological Congress (Montreal), Abstracts, p. 380.

Westgate, J.A., Smith, D.G.W., and Tomlinson, M.
1970: Late Quaternary tephra layers in southwestern Canada; in Early Man and Environment in Northwest North America, R.A. Smith and J.W. Smith (ed.); Proceedings of the Second Annual Paleoenvironmental Workshop, University of Calgary Archaeological Association, The Student Press, Calgary, Alberta, p. 13-34.

Whitaker, S.H.
1965: Geology of the Wood Mountain area (72 G), Saskatchewan; unpublished PhD thesis, University of Illinois, University Microfilms, Inc., Ann Arbor, Michigan.

Whitaker, S.H. and Christiansen, E.A.
1972: The Empress Group in southern Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 353-360.

Wickenden, R.T.D.
1945: Mesozoic stratigraphy of the eastern plains, Manitoba and Saskatchewan; Geological Survey of Canada, Memoir 239, 87 p.

Zymela, S., Schwarcz, H.P., Grün, R., Stalker, A. MacS., and Churcher, C.S.
1988: ESR dating of Pleistocene fossil teeth from Alberta and Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 235-245.

* Publication de la Commission géologique du Canada egalement disponible en français.

Adresse des auteurs

R.J. Fulton
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

J-S. Vincent
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

R.W. Klassen
Geological Survey of Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta T2L 2A7

Imprimé au Canada

Chapitre 3

LE QUATERNAIRE DU BOUCLIER CANADIEN

Sommaire

L'Inlandsis laurentidien: introduction à la géologie quaternaire du Bouclier canadien — *A.S. Dyke, J-S. Vincent, J.T. Andrews, L.A. Dredge et W.R. Cowan*

Le Quaternaire du nord-ouest du Bouclier canadien — *A.S. Dyke et L.A. Dredge*

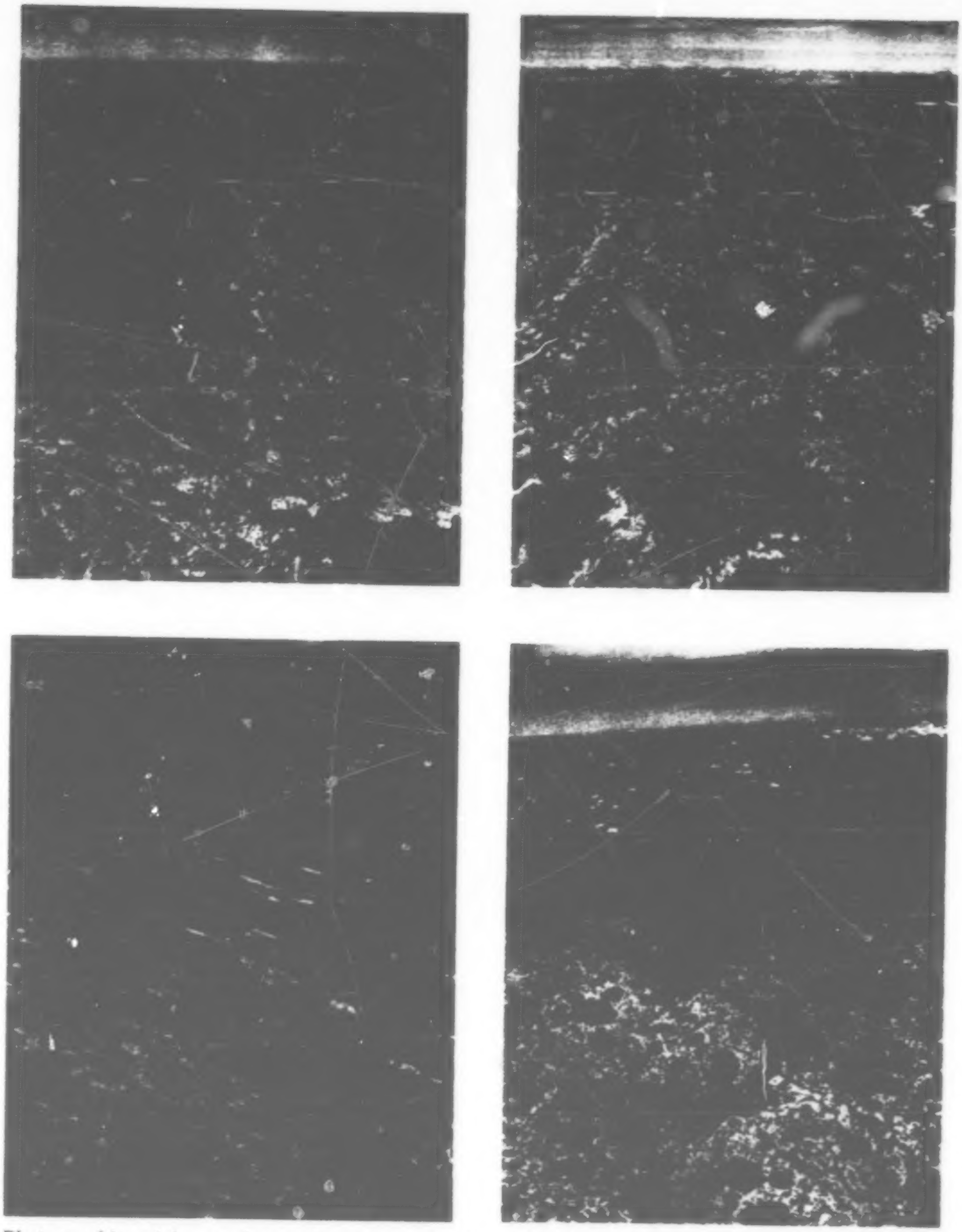
Le Quaternaire du sud-ouest du Bouclier canadien — *L.A. Dredge et W.R. Cowan*

Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien — *J-S. Vincent*

Le Quaternaire du nord-est du Bouclier canadien — *J.T. Andrews*

Remerciements

Bibliographie



Photographies aériennes de terrains et formes typiques de la région du Bouclier canadien. a) Région d'affleurements abondants avec un esker de petite dimension et des dépôts glaciaires fuselés (en bas à droite). L'érosion différentielle a accentué les structures du substratum rocheux qui contrôlent la forme et la distribution de la plupart des lacs. Plateau du Labrador, région du lac Mistastin, Québec/Labrador. PNA T383L-200. b) Région de dépôts glaciaires fuselés avec crêtes individuelles de plusieurs kilomètres de longueur; les affleurements recoupent la configuration fuselée. Plusieurs petits chenaux d'eau de fonte sont visibles en bas à droite. Région de la rivière Caniapiskau, nord du Québec. PNA T201L-164. c) Dépôts glaciaires d'épaisseur moyenne avec moraine de Rogen fuselée au premier plan; plusieurs eskers traversent diagonalement la région. Du roc et des dépôts glaciaires sans structure sont visibles en arrière-plan. Centre du Québec-Labrador. PNA T189R-55. d) Muskeg dans les basses terres de la baie d'Hudson où l'on distingue des tourbières minérotrophes et oligotrophes ainsi que des étangs thermokarstiques peu profonds. Le chemin de fer de la baie d'Hudson recoupe le centre de la photo. Sud de churchill, Manitoba. PNA T169R-27.

Chapitre 3

LE QUATERNAIRE DU BOUCLIER CANADIEN

Coordonné par
R.J. Fulton

SOMMAIRE

Le présent chapitre constitue une synthèse de la géologie quaternaire de plus de la moitié du Canada, c'est-à-dire le bouclier précambrien (ou Bouclier canadien) ainsi que les bassins cratoniques centraux de la baie d'Hudson et du bassin Foxe. Cette région comprend donc la zone où ont présumément pris naissance l'Inlandsis laurentidien et ses précurseurs et où sont situés les derniers centres de retrait de l'inlandsis du Wisconsinien supérieur. Elle comprend aussi de vastes secteurs d'inondation marine où est documentée la réponse isostatique de la croûte à la décharge glacio-isostatique dans des régions qui s'étendent de la limite, ou localement au-delà, de l'extension glaciaire (partie orientale de l'île de Baffin) jusqu'au centre géographique de l'inlandsis (baie d'Hudson).

Les glaciations quaternaires, particulièrement la dernière, ont formé dans le Bouclier canadien une zonation concentrique des paysages glaciaires. Tout le bouclier a subi un intense décapage glaciaire, ce qui a créé des centaines de milliers de bassins lacustres dont la formation s'est probablement échelonnée pendant toute la durée du Quaternaire. À ce modelé de décapage aréolaire s'est superposée une zonation constituée de divers assemblages morpho-sédimentologiques centrés autour des derniers secteurs de retrait glaciaire dans le district du Keewatin et au Québec-Labrador. Ces centres de retrait glaciaire sont caractérisés par de vastes champs de moraines côtelées formées en association avec des drumlins et des tills cannelurés. Au-delà de ces paysages existent de larges zones de dépôts glaciaires épais et presque continus, composés principalement de till fuselé et d'eskers de longueur et de largeur considérables. La partie externe du Bouclier est principalement constituée de roche dénudée, mais les quelques dépôts glaciaires qui s'y trouvent sont généralement fuselés ou orientés selon la direction d'écoulement glaciaire (les eskers par exemple). Ainsi, les entités morphologiques sous-glaciaires et les eskers forment deux gigantesques systèmes qui divergent à partir du centre du Keewatin et du Québec-Labrador. Elles ne reflètent pas la configuration de l'écoulement des glaces ou des eaux de fonte à un moment précis mais plutôt la configuration du retrait glaciaire. Les entités morphologiques associées à la portion de l'inlandsis appelée « Secteur de Baffin » ne présentent pas de zonation concentrique simple.

Dans la plus grande partie de la région, les dépôts quaternaires témoignent essentiellement des événements de la dernière glaciation ou de l'époque postglaciaire, étant donné cette tendance qu'ont les glaciations à oblitérer les dépôts antérieurs. Il existe cependant des exceptions notables, notamment les nombreuses coupes stratigraphiques exposées le long des rivières des basses terres de la baie d'Hudson; les régions situées au-delà de la limite glaciaire du Wisconsinien supérieur, le long de la bordure montagneuse de l'est du bouclier, dans l'île de Baffin, ainsi que des occurrences largement dispersées.

Des glaciations pré-sangamoniennes, sous forme de calottes régionales et de glaciers alpins, sont documentées par des tills et des erratiques superficiels, tous deux altérés et morphologiquement dégradés, observés dans l'île Bylot, le long de la bordure orientale de l'île de Baffin et dans le nord du Labrador, au-delà de la limite des dépôts faiblement altérés et morphologiquement peu dégradés du Wisconsinien. Du till et des sédiments glaciomarins vraisemblablement d'âge illinoien sont exposés le long de la rivière Pasley, dans la péninsule de Boothia, et il y a au moins trois tills sous les sédiments interglaciaires des basses terres de la baie d'Hudson.

Des dépôts attribués à l'Interglaciaire sangamonien affleurent à plusieurs endroits dans les basses terres de la baie d'Hudson et appartiennent à la Formation de Missinaibi. Cette dernière contient des dépôts marins, fluviatiles, tourbeux et lacustres représentant un cycle interglaciaire complet. Les débris organiques présents à l'intérieur de sédiments marins, dans l'île de Baffin et ceux trouvés dans des lits déformés par glacitectonique près de la calotte glaciaire de Barnes sont présumément d'âge sangamonien et contiennent des restes de Betula *(bouleau nain), bien au-delà de l'aire de distribution actuelle de l'espèce. C'est le cas également des macrofossiles de* Betula *trouvés dans des graviers fluviatiles d'âge sangamonien dans la péninsule de Boothia.*

Les avancées initiales de l'Inlandsis laurentidien, postérieures à l'Interglaciaire sangamonien, ne sont pas datées avec précision. Les avancées les plus importantes le long des fjords de la partie orientale de l'île de Baffin sont documentées par des moraines latérales fraîches se prolongeant jusqu'à l'embouchure des fjords, et leur âge excède la limite de datation au radiocarbone; ces avancées datent probablement du Sangamonien moyen ou du Wisconsinien inférieur. Les rapports d'acides aminés et les assemblages de mollusques marins dans les sédiments associés à ces avancées indiquent que la glaciation de l'Arctique oriental pourrait avoir été déclenchée par des conditions climatiques plus

Fulton, R.J. (coordonnateur)
1989: Le Quaternaire du Bouclier canadien. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 3, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Survey of America.

douces que celles que nous connaissons actuellement et influencées par le courant chaud du Groenland occidental le long le littoral canadien de la baie de Baffin. Les rapports d'acides aminés indiquent aussi que, si ces avancées se sont produites après l'étage 5e de la stratigraphie isotopique marine, les températures annuelles moyennes de l'Arctique oriental sont demeurées supérieures de 2 à 5 °C à ce qu'elles sont aujourd'hui depuis le 5e.

À l'exception de quelques nunataks alpins dans le nord-est, l'Inlandsis laurentidien a probablement recouvert tout le Bouclier canadien au Wisconsinien inférieur, puisqu'il aurait vraisemblablement atteint la vallée du Saint-Laurent vers 75 ka ou peu après. Jusqu'à maintenant, contrairement à ce qu'on observe dans les régions au sud et à l'ouest du bouclier, aucun des sédiments non glaciaires sous-jacents au till n'a donné des âges significatifs remontant au Wisconsinien moyen. On peut cependant observer jusqu'à quatre tills au-dessus de la Formation de Missinaibi. Les rapports d'acides aminés de coquilles remaniées dans le plus récent de ces tills indiquent un âge remontant au Wisconsinien moyen. Il est donc possible qu'aux environs du centre géographique de l'inlandsis, l'englacement n'ait pas été continu durant tout le Wisconsinien. De fait, la baie d'Hudson aurait pu s'ouvrir jusqu'à trois fois entre la fin de l'étage isotopique 5e et le début du postglaciaire. Une analogie avec l'Antarctique occidental pourrait faire conclure à une instabilité inhérente de l'Inlandsis laurentidien, dont le centre se trouvait en milieu marin en raison de l'absence de plate-formes glaciaires ancrées dans la mer du Labrador et la baie de Baffin.

Au maximum glaciaire du Wisconsinien supérieur, l'inlandsis se composait de trois secteurs comprenant chacun un réseau de lignes de partage glaciaire divergeant à partir de dômes centraux. Vers 11 ka, la bordure de l'inlandsis coïncidait presque avec celle du Bouclier canadien. À compter d'environ 8 ka, la mer a envahi la baie d'Hudson, et l'Inlandsis laurentidien a cessé d'exister comme masse glaciaire homogène. Les vestiges des Glaces du Keewatin ont disparu peu après 8 ka; les Glaces de Foxe ont maintenu leur extension quasi maximale jusqu'à un peu moins de 7 ka, époque à laquelle la mer a envahi le bassin Foxe. Les derniers vestiges des Glaces du Labrador ont persisté jusqu'à environ 6,5 ka.

Des séries de courbes du niveau marin relatif le long de transects reliant les centres de surcharge glacio-isostatique aux limites d'extension glaciaire donnent une indication de l'allure générale du relèvement postglaciaire de la croûte et de la relaxation isostatique. La datation des variations du niveau marin relatif est encore incomplète, particulièrement dans la baie d'Hudson et le bassin Foxe, mais il semble que chacun des grands centres régionaux de l'inlandsis ait eu son propre centre de relèvement isostatique. Ces centres de relèvement semblent avoir migré, mais avec un certain retard, en réponse à la migration des lignes de partage glaciaire; toutefois, les relations causales précises nous échappent encore en raison des ambiguités du répertoire de données.

L'INLANDSIS LAURENTIDIEN: INTRODUCTION À LA GÉOLOGIE QUATERNAIRE DU BOUCLIER CANADIEN

A.S. Dyke, J-S. Vincent, J.T. Andrews, L.A. Dredge et W.R. Cowan

DÉFINITION DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

Le Bouclier canadien constitue la portion stable du craton nord-américain et occupe une superficie approximative de 4 828 000 km^2, ce qui représente plus de la moitié du Canada. Il est constitué de roches précambriennes qui, dans la baie d'Hudson, le bassin Foxe et le détroit d'Hudson, sont recouvertes d'une vaste étendue de roches sédimentaires horizontales du Phanérozoïque, elles-même recouvertes par des dépôts quaternaires d'épaisseur variable, principalement d'origine glaciaire et marine. Dans le présent chapitre, le Bouclier canadien est subdivisé en quatre régions, chacune ayant vraisemblablement subi l'influence de secteurs dynamiquement distincts de l'Inlandsis laurentidien pendant et après le dernier maximum glaciaire (fig. 3-1). Ces quatre secteurs sont: le sud-est du Bouclier, comprenant le Québec et le Labrador (à l'est de la moraine interlobaire d'Harricana); le sud-ouest du Bouclier, comprenant l'Ontario, l'est du Manitoba et la baie d'Hudson (soit la région comprise entre les moraines interlobaires d'Harricana et de Burntwood-Knife); le nord-ouest du Bouclier, comprenant le nord des Prairies, le district du Keewatin et certaines parties des districts de Mackenzie et de Franklin (soit la région située au nord et au nord-ouest de la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife et à l'ouest du golfe de Boothia); et enfin, le nord-est du Bouclier, comprenant l'île de Baffin, la péninsule de Melville, l'île Southampton et le bassin Foxe.

Dyke, A.S., Vincent, J-S., Andrews, J.T., Dredge, L.A. et Cowan, W.R.
1989: L'Inlandsis laurentidien: Introduction à la géologie quaternaire du Bouclier canadien. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 3, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

CLIMAT, PERGÉLISOL ET VÉGÉTATION

Le climat de cette région est fortement variable en raison de la grande étendue du territoire, de la topographie, des effets reliés aux masses d'eau environnantes et des trajectoires des masses d'air. On y rencontre trois grandes classes de climat: continental tempéré, boréal et de toundra. Tout au long de l'année, les températures moyennes décroissent généralement du sud vers le nord. En juillet,

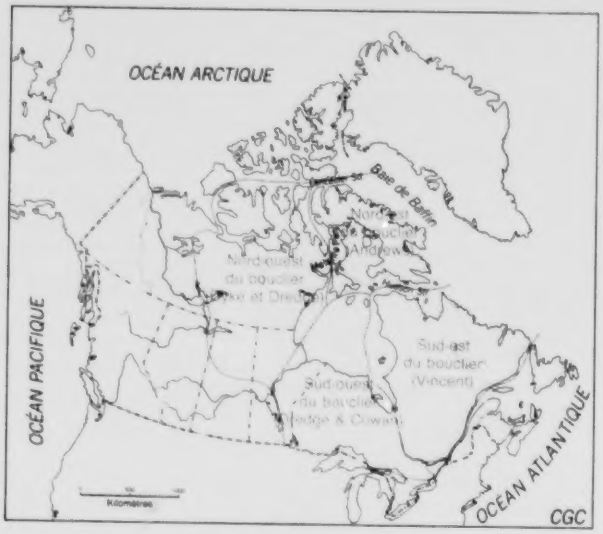


Figure 3.1. Carte de localisation du Bouclier canadien et des sous-régions décrites dans le présent rapport.

les températures quotidiennes maximales sont en moyenne de 25 °C aux environs d'Ottawa dans le sud-est de la région, de 10 °C à l'île Victoria dans le nord-ouest et de 5 °C sur la côte de la baie de Baffin. En janvier, les températures quotidiennes minimales dans ces mêmes régions sont en moyenne de -5 °C, -30 °C et -25 °C respectivement. La moyenne annuelle des précipitations décroît du sud-est (1 000 mm/a) au nord-ouest et au nord-est (100 mm/a).

La majeure partie de la région est soumise au pergélisol (Brown, 1967; fig. 3-2). Celui-ci atteint une profondeur de plus de 500 m dans le nord de la péninsule d'Ungava, l'île Somerset et l'inlet Bathurst (Taylor et Judge, 1979). Plus au sud, l'épaisseur du pergélisol est d'environ 60 m dans la région de Churchill (moyen-nord), située près de la limite du pergélisol continu, et décroît graduellement vers le sud, dans les terrains tourbeux et les tourbières boisées. Vers la limite méridionale du pergélisol discontinu, on trouve de petites enclaves de pergélisol mince dans les tourbières, sur les pentes exposées vers le nord et sur certains sommets élevés. Les principales manifestations du pergélisol sont les palses, les plateaux de tourbe, les lacs themokarstiques, les sols structurés (ostioles de toundra, sols polygonaux, sols striés), les lobes de solifluxion, les édifices rocheux d'éjection gélivale et les champs de blocs. Les affleurement rocheux gélifractés sont l'une des manifestations évidentes de l'action du gel; cette action se manifeste aussi de façon particulièrement frappante dans les régions couvertes de grandes épaisseurs de sédiments fins. Sur les affleurements rocheux, l'effet du pergélisol se traduit par la présence de glace interstitielle et de lentilles et veinules de glace dans les fissures.

On trouve quatre principales zones de végétation dans le Bouclier canadien (Hare, 1959; Rowe, 1972; Payette, 1983; fig 3-2): une zone de forêt méridionale mixte de conifères et de feuillus, une zone de forêt boréale fermée, une zone de toundra forestière ainsi qu'une zone de toundra arctique. De plus, une grande partie des basses terres de la baie d'Hudson et des régions adjacentes du Bouclier canadien est recouverte de tourbières et constitue une des étendues de terres humides les plus vastes au monde (se référer à Tarnocai, 1989 et au Groupe national de travail sur les terres humides, 1981 pour de plus amples renseignements sur les marécages et les terres humides).

GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX

Les roches précambriennes du Bouclier sont subdivisées en provinces structurales sur la base des directions structurales et des styles tectoniques. Chaque province structurale comprend de nombreuses ceintures de roches stratifiées, métamorphisées et déformées à divers degrés, et des zones de roches cristallines intrusives ou métamorphisées (voir le vol. 7 de la *Géologie du Canada*). La figure 3-3 illustre la subdivision des roches précambriennes en quatre groupes principaux: 1) les ceintures de roches vertes et de sédiments métamorphisés comprenant des gneiss, des schistes et des roches volcaniques; 2) les roches métamorphiques de fort degré et les roches intrusives mafiques comprenant des granulites, des charnockites, des gabbros, des diorites et des anorthosites; 3) les roches granitiques comprenant les granites proprement dits, les roches plutoniques connexes, les gneiss granitiques et les syénites et 4) les roches sédimentaires précambriennes comprenant des grauwackes, des carbonates, des shales et des grès protérozoïques de degré métamorphique variable. Il est possible qu'à une certaine époque les calcaires phanérozoïques et les roches sédimentaires associées (roches sédimentaires non différenciées de la fig. 3-3), qui occupent maintenant la périphérie du Bouclier canadien et quelques bassins intracratoniques, couvraient la totalité du Bouclier.

Seuls quelques types de roches ont des caractères suffisamment distinctifs pour aider à déterminer les directions d'écoulement glaciaire et à établir des aires de dispersion glaciaire. Les erratiques rouges du groupe protérozoïque de Dubawnt dans l'ouest du Keewatin ont été suivis sur une distance de 800 km jusqu'à l'île Coates dans le nord de la baie d'Hudson (Shilts, 1980). Une autre traînée d'erratiques provenant du Protérozoïque du sud-est de la baie d'Hudson a été suivie sur au moins 1 500 km, jusque dans le sud du Manitoba et dans le Dakota du Nord, et peut-être même vers l'ouest jusque dans le sud-est de l'Alberta. En bordure du Bouclier, les roches paléozoïques et les roches plus récentes sont aussi de bons indicateurs de l'écoulement glaciaire aux endroits où elles ont été transportées sur les roches précambriennes. Certaines traînées de dispersion constituées de ces lithologies ont été suivies de la baie d'Hudson jusqu'au lac Supérieur (ce chapitre, Dredge et Cowan, 1989), du bassin Foxe jusque dans l'île de Baffin (Sim, 1964; Andrews et Miller, 1979) et dans la péninsule de Melville (Sim, 1960a; Andrews et Sim, 1964), ou encore du chenal M'Clintock jusque dans l'île Prince of Wales, l'île Somerset et la péninsule de Boothia (Dyke, 1983, 1984). Des lambeaux paléozoïques plus petits près du lac Saint-Jean (Dionne, 1973) et du lac Témiscamingue (Veillette, 1986a) ont donné lieu à des traînées de dispersion caractéristiques qui ont été suivies jusque sur des terrains précambriens. Bien que la distribution des erratiques ait contribué à une meilleure compréhension de la configuration des inlandsis, elle peut donner lieu à des problèmes d'interprétation. Les principales difficultés surviennent dans les cas où les erratiques ont pu être recyclés à partir d'anciens dépôts glaciaires, où ils peuvent provenir de formations encore non cartographiées, et où le trans-

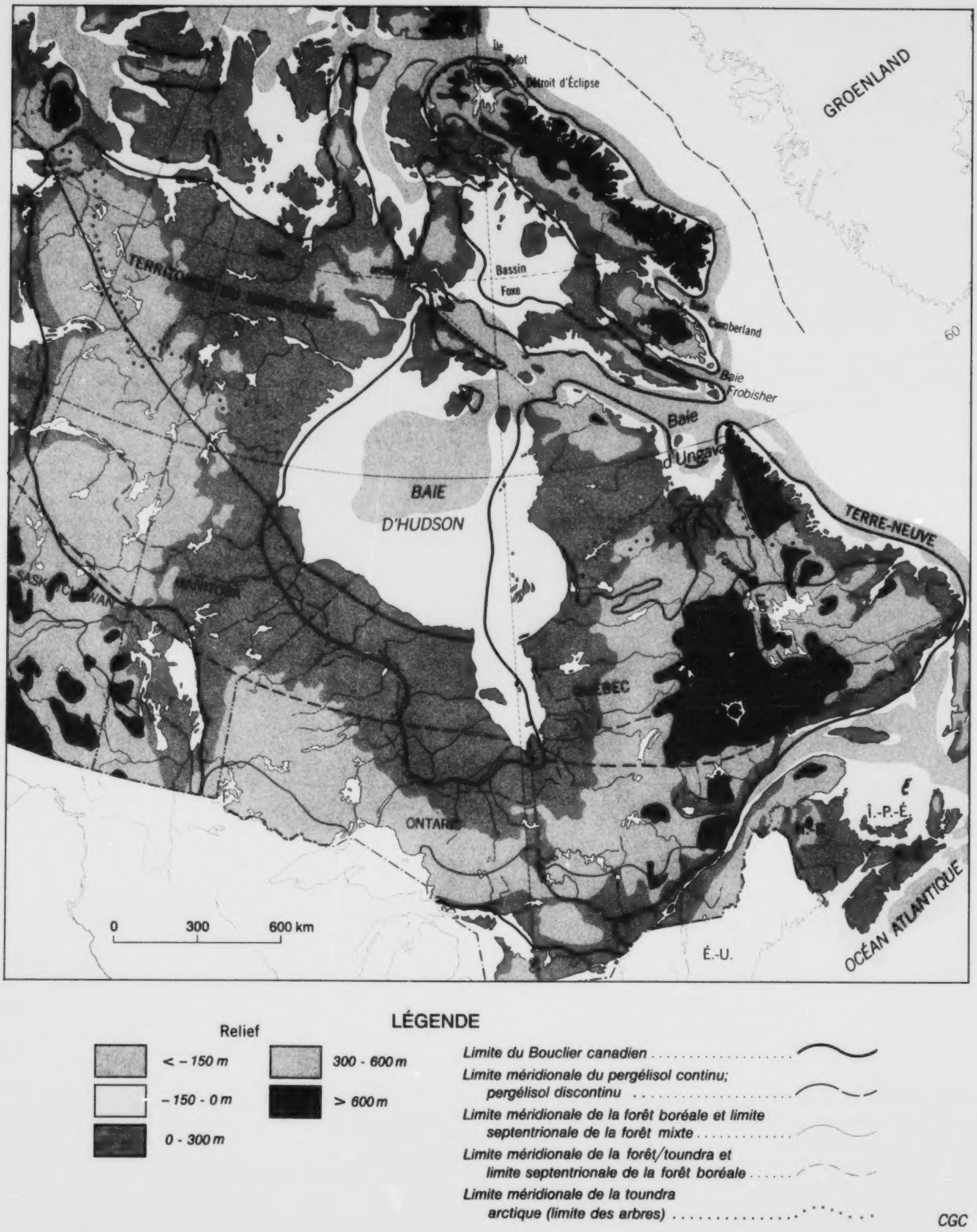


Figure 3.2. Carte du Bouclier canadien montrant le relief, les limites du pergélisol et les zones de végétation.

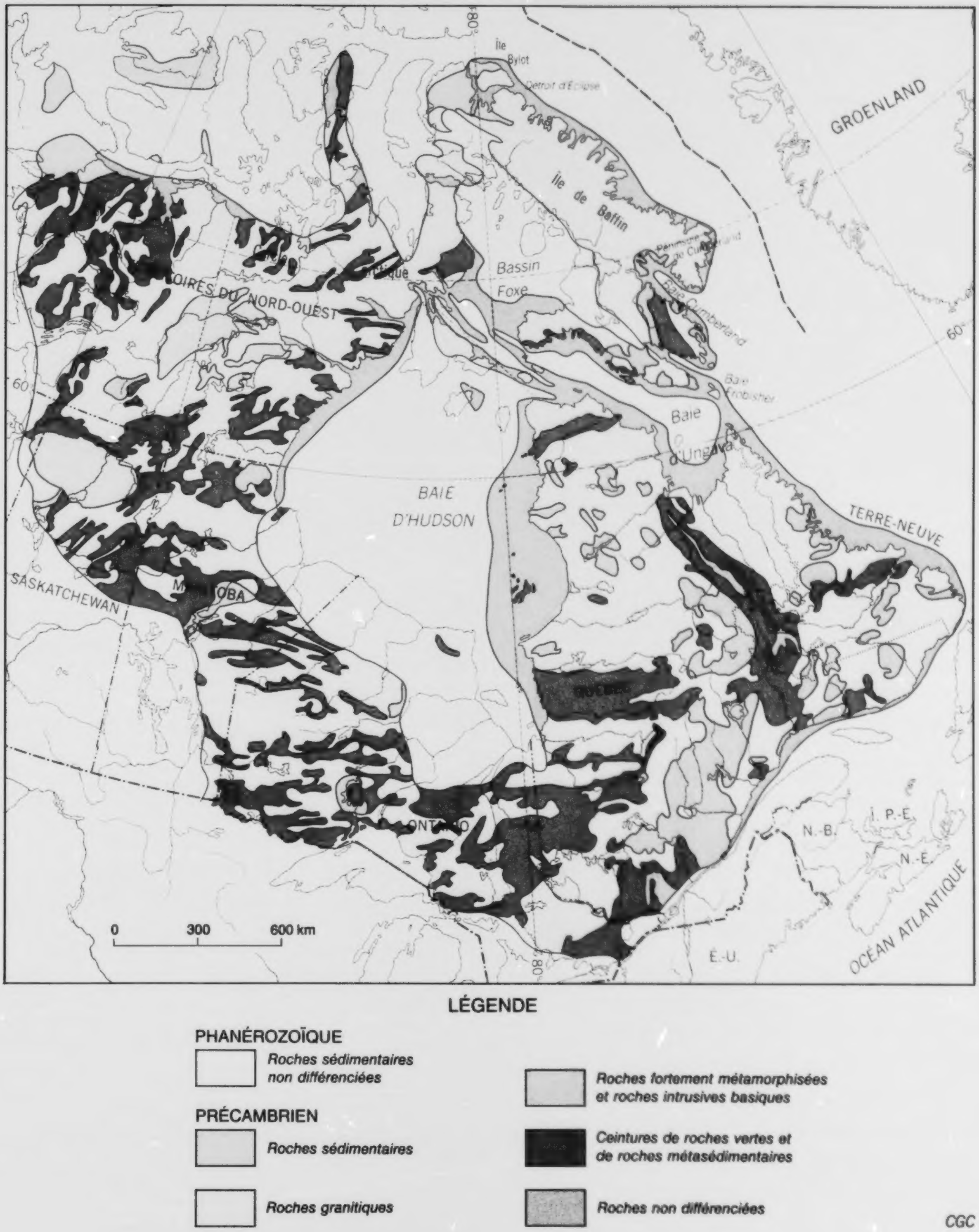


Figure 3.3. Géologie du socle du Bouclier canadien.

port glaciaire a pu s'effectuer dans plus d'une direction durant une même glaciation.

INFLUENCE DE LA PHYSIOGRAPHIE SUR LA GLACIATION

Les principales unités physiographiques du Bouclier canadien ont été cartographiées par Bostock (1970a), et plusieurs rapports (Bird, 1976 et Ambrose, 1964 entre autres) en font la description et l'analyse. De plus, l'évolution physiographique est décrite et commentée dans les rapports régionaux qui forment le corps du présent chapitre. Dans le Bouclier canadien, les unités de première importance sur le plan glaciologique sont celles qui ont exercé une influence majeure sur la croissance et la décroissance de l'Inlandsis laurentidien (et de ses précurseurs) et sur la dynamique des inlandsis. Ce sont: 1) la bordure orientale soulevée, 2) les hauts plateaux du Labrador, de l'Ungava et de l'île de Baffin, 3) les plateaux moins élevés du secteur Keewatin-Mackenzie et de l'Ontario, 4) les vastes bassins intracratoniques de la baie d'Hudson et du bassin Foxe et 5) le profond chenal du détroit d'Hudson (fig. 3-2).

La bordure orientale soulevée, d'apparence spectaculaire, résulte des processus tectoniques et géomorphologiques du Tertiaire et du Crétacé. Par suite de l'ouverture du nord de l'océan Atlantique, le soulèvement tectonique de la bordure continentale a pu atteindre 2 000 m au nord de la partie médiane de la côte du Labrador. Une intense dissection fluviale de la bordure a résulté de la réactivation d'un réseau de drainage dendritique bien intégré, dont les cours d'eau sont d'ailleurs les ancêtres des fjords de la côte est. Ces vallées fluviales ont par la suite été surcreusées par des glaciers émissaires qui ont drainé une série d'inlandsis incapables de franchir les hauts interfluves. Ces interfluves sont largement englacés aujourd'hui par des milliers de petites calottes glaciaires, de glaciers de cirque et des glaciers transfluents qui font en moyenne quelques kilomètres. Toutefois, de nombreux cirques, particulièrement ceux qui sont exposés au sud, sont dépourvus de glaciers de nos jours. L'érosion lente par ces glaciers de cirque et de vallée durant tout le Quaternaire, et vraisemblablement le Tertiaire supérieur, a engendré le spectaculaire paysage alpin du nord-est du Canada.

Les plateaux du Labrador, de l'Ungava, de l'île de Baffin, du district du Keewatin et de l'Ontario (fig. 3-2) ont joué un rôle primordial dans la naissance de l'inlandsis Laurentidien et de ses précurseurs. On admet généralement aujourd'hui que la naissance et la croissance de l'inlandsis ont été favorisées par l'abaissement de la limite des neiges jusqu'au niveau des plateaux (Ives, 1957; Ives et al., 1975). En fait, au cours d'un abaissement semblable survenu au Petit Âge glaciaire (il y a environ 300 ans), les neiges persistantes et de minces champs de glace ont envahi la majeure partie du plateau de l'île de Baffin (Ives, 1962), donnant une idée assez juste des conditions initiales de la formation d'un l'inlandsis. Lamb et Woodroffe (1970) ont désigné cet épisode par le terme « glaciation avortée ». Le plateau Keewatin-Mackenzie est moins élevé que les plateaux adjacents à l'Atlantique Nord et il est plus éloigné des sources d'humidité; c'est probablement pour ces raisons qu'il est moins près du seuil d'englaciation. Toutefois, il y a tout lieu de croire que cette région ait été le lieu initial de croissance de la moitié ouest de l'Inlandsis laurentidien (Tyrrell, 1898b). Flint (1943) a présenté une interprétation à l'encontre de celle de Tyrrell, selon laquelle l'inlandsis se serait étendu vers l'ouest, traversant la baie d'Hudson, le Keewatin et l'Ouest canadien, à partir de cirques initiaux dans la bordure orientale montagneuse. L'hypothèse de Tyrrell tient encore aujourd'hui à quelques modifications près, tandis que celle de Flint n'a encore été appuyée par aucune donnée géologique.

Les deux mers épicontinentales de la baie d'Hudson et du bassin Foxe, de grande étendue et de faible profondeur, sont des éléments remarquables du Bouclier canadien. Elles étaient considérablement plus profondes au début de l'époque postglaciaire et leur taille continue de se réduire depuis la déglaciation en raison du relèvement isostatique faisant suite à la déglaciation. On estime à 150-300 m (Andrews, 1970; Walcott, 1970) le relèvement résiduel et, si le niveau de la mer demeure constant, ces bassins épicontinentaux seront largement asséchés lorsque le relèvement sera terminé (fig. 3-2). Il importe de noter ici qu'au début d'un cycle glaciaire, ces bassins ont pu être en grande partie asséchés, ce qui a pu faciliter leur remplissage par les glaces des plateaux environnants. Ces bassins auraient apparemment conservé depuis le début du Paléozoïque la forme de vastes dépressions peu profondes puisqu'ils sont partiellement remplis de sédiments datant de l'Ordovicien au Dévonien et de dépôts crétacés dont les pendages concentriques sont inclinés vers le centre. Les mers épicontinentales semblent toutefois représenter des épisodes quaternaires plutôt éphémères; la baie d'Hudson ennoie un réseau hiérarchisé de drainage dendritique, vraisemblablement d'âge tertiaire et témoignant d'un long intervalle d'émersion antérieur au Quaternaire. Ces réseaux de drainage auraient été réactivés lors de tout interglaciaire suffisamment long pour permettre une émersion complète. L'emplacement de ces mers glacio-isostatiques à proximité du centre de l'Inlandsis laurentidien a profondément marqué les processus et la chronologie de la dernière déglaciation et, selon toute vraisemblance, de toutes les déglaciations précédentes. Le détroit d'Hudson qui relie les deux bassins à la mer du Labrador a aussi joué un rôle déterminant. Puisque les parties centrales de l'inlandsis se trouvaient ancrées sous le niveau de la mer, le détroit d'Hudson devait absolument canaliser un grand volume de glaces afin d'empêcher la déstabilisation de l'ensemble (voir ci-dessous). À l'exception possible du golfe de Boothia, le détroit d'Hudson constitue le seul corridor par lequel des eaux marines profondes ont pu pénétrer dans la zone centrale de l'inlandsis à partir d'une baie de vêlage marine.

La série de fosses et de grandes dépressions allongées situées en bordure du Bouclier canadien constitue un autre trait caractéristique de cette région. Ces unités comprennent, dans le sens horaire et à partir du sud-est, la vallée du Saint-Laurent, les Grands Lacs, le lac Winnipeg, le lac Athabasca, le Grand lac des Esclaves, le Grand lac de l'Ours, le golfe Coronation et le golfe Queen Maud. Une entité submergée équivalente, la fosse marginale du Labrador, se trouve en bordure du Bouclier canadien, au large de la côte du Labrador (Piper et al., 1989). Ces entités topographiques majeures ont fortement influencé les modalités de l'avancée et du retrait glaciaires. Dans une certaine mesure, il y a danger ici de confondre la cause et l'effet puisque ces bassins sont en partie le résultat du surcreusement glaciaire et que leur configuration et leur influence sur l'écoulement glaciaire auraient évolué avec chaque glaciation.

L'importance de l'érosion glaciaire sur le façonnement des paysages du Bouclier canadien et de ses bassins intracratoniques ne fait pas l'unanimité et a fait l'objet de discussions, particulièrement au cours de la dernière décennie. White (1972) a proposé une hypothèse très simple qui rend compte des principaux éléments géographiques canadiens décrits ci-dessus. Le point de départ de son hypothèse est que ce n'est pas par hasard que les principaux inlandsis de l'hémisphère nord étaient centrés sur des boucliers précambriens. Selon lui, les bassins centraux (baie d'Hudson, bassin Foxe) seraient le fruit de l'érosion glaciaire qui aurait excavé environ 1 000 m de roches cohé-

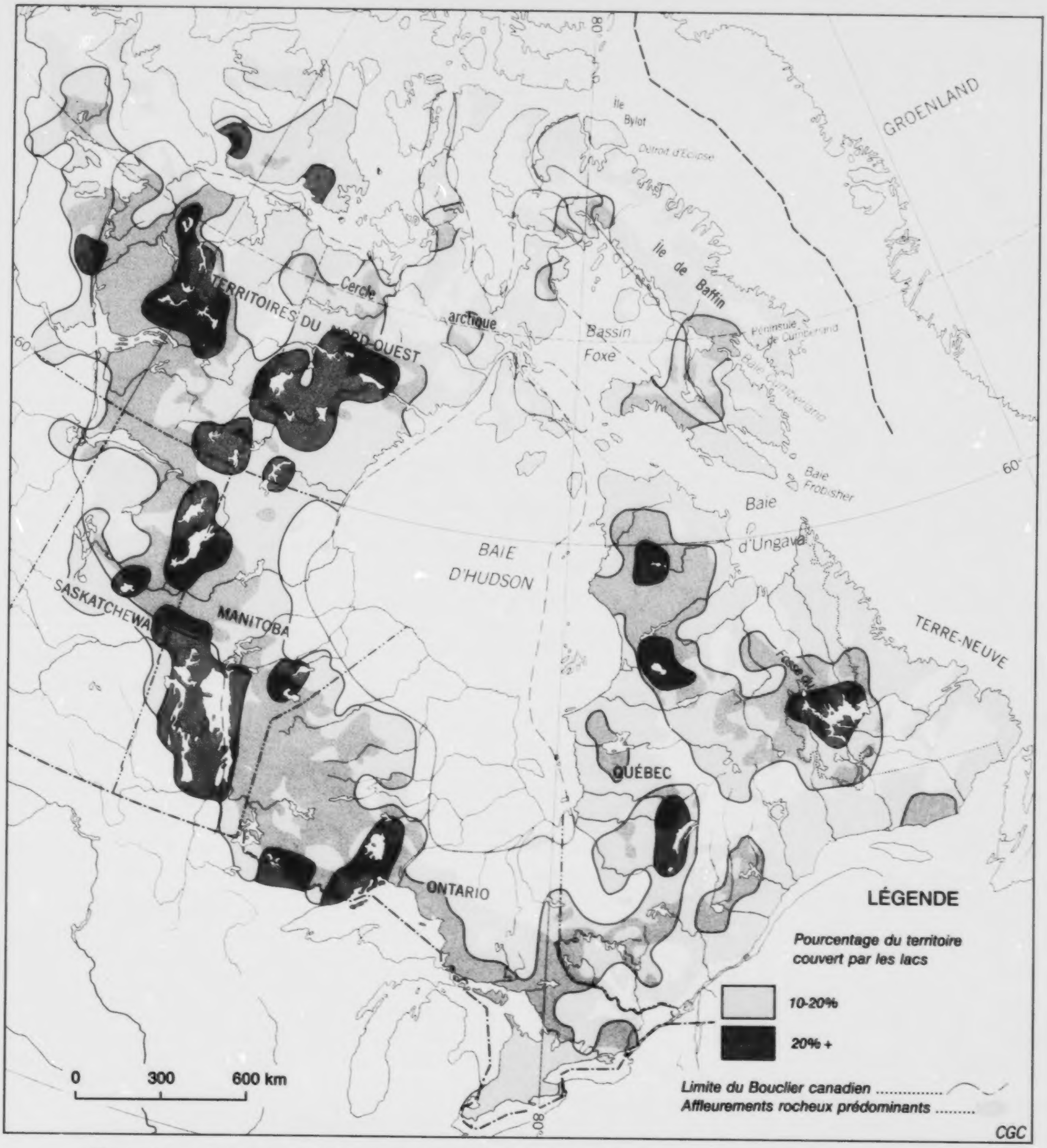


Figure 3.4. Pourcentage de la superficie du Bouclier canadien recouvert par des lacs, et territoires formés principalement d'affleurements rocheux à nu ou couverts de minces dépôts glaciaires.

rentes sous le centre de l'indlandsis. Ainsi, le Bouclier aurait été recouvert de roches sédimentaires jusqu'au Quaternaire, avant d'être mis à nu par une profonde érosion glaciaire, et les principaux traits physiographiques de l'actuel bouclier ne remonteraient qu'au Quaternaire. Sugden (1976a) a contredit cette hypothèse en effectuant la synthèse des interprétations antérieures sur le sujet. Il souligne l'âge très ancien du bassin Foxe et de celui de la baie d'Hudson, le fait que leur plancher est encore formé de strates paléozoïques, l'existence de réseaux de drainage du Tertiaire sur le fond de la baie d'Hudson, la grande étendue de surfaces d'érosion pré-quaternaires sur le Bouclier canadien et la couverture sédimentaire adjacente, et le fait que les tills quaternaires les plus anciens contiennent des fragments provenant du Bouclier. Ces arguments vont tous à l'encontre de l'hypothèse de White ou toute autre hypothèse faisant intervenir un épisode d'érosion glaciaire profonde. Selon l'hypothèse de Sugden, qui est partagée par de nombreux chercheurs, notamment les auteurs de ce chapitre, l'érosion glaciaire nette subie au Quaternaire par le Bouclier canadien n'est en moyenne que de quelques dizaines de mètres, profondeur qui n'excède peut-être que de très peu celle de la zone d'altération (couverture régolitique) du Tertiaire. Cela soulève la possibilité que l'érosion glaciaire quaternaire attribuable à la première glaciation soit d'une importance disproportionnée.

Les effets de l'érosion et de la sédimentation glaciaires, du moins ceux attribués au dernier inlandsis majeur, ne sont pas spatialement uniformes. Si la distribution des zones à substratum dénudé ou à placage mince (fig. 3-4) est utilisée pour représenter les régions d'érosion glaciaire, on peut supposer que l'érosion a été plus forte près de la bordure externe du Bouclier canadien que près des régions centrales. Cette situation est particulièrement caractéristique de la zone située entre le golfe Coronation et la vallée de l'Outaouais. La péninsule du Québec-Labrador présente toutefois son propre périmètre d'érosion, à l'intérieur duquel existe une zone centrale d'épais sédiments glaciaires. Les principales zones de sédiments glaciaires épais dans les régions du Keewatin et du Québec-Labrador coïncident avec les secteurs situés sous les zones centrales des principales composantes de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien et des inlandsis antérieurs, quoiqu'il ne soit pas possible d'établir ici une relation de cause à effet. Au Canada, à l'exception des Plaines intérieures, la couverture de sédiments glaciaires dont l'épaisseur et l'étendue sont maximales est située dans les basses terres de la baie d'Hudson et de la baie James. Cette région pourrait avoir connu une sédimentation nette et graduelle pendant la majeure partie du Quaternaire, ce qui aurait donné lieu à un empilement de sédiments glaciaires et non glaciaires. Une partie des débris de ces sédiments provient de l'est de la baie d'Hudson mais ces sédiment sont aussi chargés de débris calcaires dérivant des roches sédimentaires du bassin. Ainsi, bien que la partie actuellement émergente des basses terres ait connu une sédimentation quaternaire nette, le dépôt successif de couches de sédiments glaciaires calcaires au cours d'épisodes glaciaires successifs indique, soit un recyclage considérable mais incomplet des anciennes couches de sédiments glaciaires, soit l'existence d'une importante zone d'érosion nette des strates paléozoïques situées au large des côtes.

Le Bouclier canadien est parsemé d'innombrables petits lacs (fig. 3-4) qui peuvent servir à estimer l'ampleur de l'érosion glaciaire, à condition qu'une différence soit effectuée entre les bassins creusés dans le substratum et ceux formés dans les sédiments glaciaires. Dans la zone où les dépôts glaciaires sont minces ou absents, la plupart des lacs occupent des bassins creusés dans le substratum et dérivent de l'érosion glaciaire. Dans la zone couverte de sédiments glaciaires, il existe des lacs dans des bassins creusés dans le substratum rocheux et des lacs occupant des dépressions dans les sédiments glaciaires, résultant principalement d'une sédimentation glaciaire inégale. Bien qu'il soit difficile d'évaluer la proportion de ces deux types de lacs, il existe de vastes régions où le fond des lacs est tapissé de sédiments glaciaires. Par exemple, les lacs du sud de l'île Victoria se trouvent dans des champs de drumlins et des ceintures de moraines de désagrégation bosselées. De nombreux lacs du Keewatin, du nord du Manitoba et du centre du Québec-Labrador occupent les dépressions dans de vastes champs de moraines côtelées dont la répartition est illustrée dans la carte glaciaire du Canada (Prest et al., 1968).

Les petits lacs canadiens ont soulevé moins d'attention que la plupart des autres mésoformes glaciaires malgré le fait qu'ils ne soient pas moins importants sur le plan théorique ou culturel. Sugden (1978) a été le premier à se servir de la densité de ces petits bassins pour en tirer un indice de l'intensité de l'érosion glaciaire. La carte qu'il a élaborée à partir d'images de satellite ne diffère que très peu de celle de la figure 3-4. Sugden a reconnu que pratiquement tout le Bouclier formait un vaste paysage de décapage glaciaire et a proposé que les zones à densité maximale de lacs correspondaient aux régions ayant subi l'érosion glaciaire la plus intense. À l'aide d'une modélisation informatisée, il a déterminé la configuration des régimes thermiques à la base d'une hypothétique masse glaciaire laurentidienne, représentative d'un maximum glaciaire pléistocène et caractérisée par un dôme unique centré sur la baie d'Hudson. Il en a déduit que, à la condition que l'inlandsis ait maintenu son extension maximale ou quasi maximale pendant 50 à 100 ka, les régimes thermiques à la base glaciaire étaient disposés selon une configuration concentrique où une vaste zone centrale circulaire de glace tempérée en fusion passait à une étroite zone de glace tempérée en regel, puis à une large zone de glace à base froide et enfin, à une zone marginale de glace tempérée en fusion. Sugden a constaté une corrélation spatiale entre la zone à densité maximale de lacs et la zone de regel, ce qui corrobore son modèle théorique et renforce l'hypothèse directrice de son expérience, à savoir que l'érosion maximale s'est produite dans des conditions d'extension glaciaire maximale. Que les conclusions de Sugden soient fondées ou non, le concept selon lequel les zones de bassins lacustres représentent des zones d'érosion glaciaire d'échelle subcontinentale qui se seraient formées sur le bouclier bien avant la formation de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien, entraîne des répercussions fort intéressantes.

On peut se demander, comme le fait lui-même Sugden, si les zones d'érosion qu'il propose appuient vraiment ses résultats expérimentaux. Dans la péninsule du Québec-Labrador par exemple, la majeure partie de la zone à densité maximale de lacs coïncide avec la large zone de glace à base froide de l'inlandsis hypothétique. Sugden suppose que cela pourrait être le résultat de l'érosion par des glaces à base froide qui auraient transporté une épaisseur considérable de débris provenant de la zone de glace tempérée en regel située à l'amont glaciaire. Si tel était le cas toute-

fois, il n'y aurait pratiquement pas de contraintes dans l'interprétation des zones d'intensité d'érosion en terme du régime thermique à la base. Il n'en demeure pas moins que l'hypothèse de Sugden offre des perspectives fort intéressantes, particulièrement si, lors de la cartographie des zones d'érosion, les bassins lacustres rocheux sont distingués des bassins lacustres formés dans des sédiments glaciaires. Cette méthode a été appliquée de façon plus détaillée dans la région du bassin Foxe (Andrews, 1989; ce chapitre). À l'échelle de l'inlandsis toutefois, il n'est actuellement pas possible, à partir d'observations comme celles de la figure 3-4, d'appuyer ou de réfuter telle ou telle autre configuration de l'inlandsis ou des régimes thermiques à la base. Il se peut en effet que la configuration des zones de densité lacustre représente tout simplement le résultat net de l'érosion et de la sédimentation totales au Quaternaire, que la surface ait été considérablement modifiée par les multiples épisodes de croissance et de retrait, et même d'extension maximale, et qu'il soit impossible de différencier ces effets.

L'INLANDSIS LAURENTIDIEN (AU WISCONSINIEN)

Terminologie relative à l'Inlandsis laurentidien

L'inlandsis qui occupait le Bouclier canadien durant la dernière glaciation et ses diverses composantes ont été diversement décrits, et les divers auteurs n'utilisent ni une terminologie ni une hiérarchie uniformisées. Les termes utilisés dans ce chapitre pour décrire l'inlandsis sont expliqués ci-dessous.

Inlandsis laurentidien: inlandsis de morphologie complexe, centré sur le Bouclier canadien durant la dernière glaciation mais recouvrant aussi à certaines époques de vastes régions à la périphérie du bouclier. Ses précurseurs formés lors de glaciations antérieures pourraient être qualifiés de glaces laurentidiennes mais non d'« Inlandsis laurentidien ».

Secteurs du Labrador, du Keewatin et de Baffin: principales composantes de l'inlandsis qui reflètent sa configuration probable lors de sa naissance, de sa croissance et, dans certains cas, de son extension maximale (voir la localisation des secteurs à la fig. 3 de l'introduction de ce volume). Ces subdivisions sont les mêmes que celles de Prest (1984) sauf que nous avons remplacé l'adjectif « labradorien » par le déterminant « du Labrador » et que le nom Foxe-Baffin (région septentrionale de croissance de l'inlandsis) a été simplifié par l'utilisation du terme « Baffin ».

Glaces du Labrador et d'Hudson: composantes du secteur du Labrador résultant de sa division vers la fin de la phase d'accumulation, tel que décrit ci-dessous.

Glaces du Keewatin et des Plaines: composantes du secteur du Keewatin résultant de sa division pendant l'accumulation ou l'étendue maximale. Les Glaces des Plaines avaient un écoulement régional vers le sud-est couvrant l'Alberta, la Saskatchewan et l'ouest du Manitoba ainsi qu'un écoulement vers le nord-ouest couvrant l'ouest du district de Mackenzie. La partie occidentale des glaces a probablement progressé vers l'ouest, recouvrant le nord de l'Alberta et le sud du district de Mackenzie, à partir d'un embranchement de la ligne de partage glaciaire principale des Glaces du Keewatin. Dyke et al. (1982b) ont appelé ces glaces le « Dôme de Caribou » puisqu'ils supposaient que la ligne de partage glaciaire se trouvait sur les collines Caribou, dans le nord de l'Alberta. Cette hypothèse est commentée plus bas.

Glaces de Foxe, d'Amadjuak, de Penny et de Barnes: composantes du Secteur de Baffin qui représentent des unités dynamiques distinctes s'écoulant à partir de centres secondaires ou de lignes de partage ou s'individualisant durant le retrait glaciaire (les Glaces de Barnes par ex.).

Ligne de partage glaciaire: crête topographique d'une masse glaciaire conduisant à la formation d'une divergence, selon un axe plus ou moins linéaire, des lignes d'écoulement glaciaire; peut comprendre des ensellements (par ex.: lignes de partage glaciaire du Keewatin, de M'Clintock et du Labrador).

Dôme glaciaire: dôme topographique d'une masse glaciaire conduisant à la formation d'une divergence radiale des lignes d'écoulement glaciaire.

Englaciation: naissance et croissance de l'inlandsis

Comme il a déjà été mentionné plus haut, le processus d'englaciation est régi par la topographie et l'abondance de neige. Nous appuyons la plupart des principes de Ives et al. (1975) relatifs au processus d'englaciation (englaciation instantanée, Ives, 1957) et, par le fait même, l'hypothèse selon laquelle l'Inlandsis laurentidien s'est développé à partir de centres situés sur les hautes terres de l'île de Baffin, du Keewatin, du Québec-Labrador et peut-être même du nord de l'Ontario. Cette hypothèse s'accorde tout à fait avec certaines des interprétations les plus anciennes à ce sujet (Tyrrell, 1898b).

Les détails spatio-temporels des phases de croissance sont pratiquement inconnus mais la logique et une quantité limitée d'observations de terrain suggèrent que la baie d'Hudson s'est remplie de glace provenant du Keewatin et du Québec-Labrador. Dans l'éventualité où l'une des deux masses glaciaires aurait été plus active lors du remplissage, ce serait sans doute celle qui progressait à partir du Québec-Labrador puisqu'elle était à proximité de la principale source d'humidité et qu'elle était soumise à un climat moins continental, c'est-à-dire que les étés y étaient plus frais. Une modélisation informatique de la naissance et de la croissance de l'inlandsis, effectuée par Andrews et Mahaffy (1976), à l'aide d'un modèle d'écoulement glaciaire tridimensionnel et de valeurs plausibles pour l'abaissement de la limite des neiges et les bilans glaciologiques, appuie le rôle prédominant que pourrait avoir joué le centre du Québec-Labrador dans le remplissage des parties sud et est de la baie d'Hudson. Ainsi, il est possible que durant les phases de croissance, le Secteur du Labrador de l'inlandsis ait rempli au moins le sud-est de la baie d'Hudson et recouvert le nord-est de l'Ontario.

Les travaux de Skinner (1973) dans la région de la baie James semblent confirmer que les Glaces du Labrador ont atteint le nord-est de l'Ontario durant le Wisconsinien inférieur. Des études semblables sur la composition et la fabrique du till dans le nord-est du Manitoba et des observations dans le nord de l'Ontario (ce chapitre, Dredge et Cowan, 1989) semblent indiquer que les Glaces du Keewatin ont également occupé d' importants secteurs dans les basses terres de la baie d'Hudson lors de l'englaciation. Quant à savoir si la « poussée » des Glaces du Labrador étaient suffisante pour qu'elles puissent franchir de vastes

régions du nord de l'Ontario et du centre du Manitoba, il y a là le sujet d'une importante controverse. Le principal argument géologique en faveur d'une extension considérable des Glaces du Labrador est la présence d'erratiques « foncés » dans les tills de tous les âges dans les basses terres de la baie d'Hudson; ces erratiques proviennent probablement des roches du Géosynclinal Circum-Ungava, formant le substratum du golfe de Richmond et affleurant sur les îles Belcher, au centre de la baie d'Hudson. L'abondance de ces erratiques est maximale dans une zone comprise entre le centre du littoral ontarien de la baie James et l'embouchure du fleuve Nelson, au Manitoba. Différentes interprétations peuvent être invoquées pour expliquer ces données, les extrêmes étant les suivantes: 1) un écoulement unique et soutenu des Glaces du Labrador, franchissant le sud de la baie d'Hudson, aurait amené ces erratiques foncés en abondance jusque dans le nord de l'Ontario et du Manitoba à une époque représentée par le plus ancien till contenant de ces erratiques; ceux-ci auraient ensuite été incorporés dans les sédiments glaciaires plus récents par le biais de recyclages successifs, sans égard aux directions subséquentes des écoulements glaciaires; 2) chaque épisode d'écoulement glaciaire, quelle qu'en soit la durée envisagée dans cette région, aurait produit une aire de dispersion presque identique des erratiques foncés; le recyclage d'erratiques à partir des sédiments glaciaires plus anciens n'aurait eu qu'une importance minimale ou n'aurait servi qu'à accroître la dispersion selon les mêmes trajectoires et 3) les erratiques foncés proviendraient de sources multiples. Cette question est approfondie plus loin.

Stabilité ou instabilité de l'inlandsis au Wisconsinien

Une proportion appréciable de l'Inlandsis laurentidien recouvrait les bassins marins intérieurs de la baie d'Hudson et du bassin Foxe et était reliée à l'océan Atlantique par le profond chenal du détroit d'Hudson. Des travaux menés dans l'Antarctique (voir Thomas, 1977; Denton et Hughes, 1981) semblent indiquer que les inlandsis ancrés sous le niveau de la mer sont foncièrement instables si la portion intérieure à base marine est reliée à l'océan par des courants glaciaires importants. On prétend que ce type d'inlandsis ne peut être stable que si les courants glaciaires s'écoulent vers une plate-forme glaciaire en contrefort, le rôle de la plate-forme étant alors d'entraver la progression de l'écoulement et de permettre à l'inlandsis de s'épaissir. Cependant, si la plate-forme glaciaire commence à s'amincir ou à se morceler, le courant glaciaire peut accélérer et provoquer un abaissement rapide du secteur à base marine de l'inlandsis.

Il était admis jusqu'à tout récemment que des glaces avaient occupé la baie d'Hudson et le bassin Foxe en continuité durant la glaciation wisconsinnienne (Prest, 1970; Andrews et Barry, 1978). La plupart des chercheurs considéraient que les sédiments non glaciaires de la Formation de Missinaibi étaient d'âge Sangamonien, et l'on n'avait identifié ni sédiments marins ni fossiles d'âge wisconsinien. Cela semblait indiquer l'existence d'un englacement wisconsinien stable dans la région centrale de l'inlandsis, dans la baie d'Hudson. Si l'on postule que l'Inlandsis laurentidien recouvrait la baie d'Hudson et le bassin Foxe pendant toute la durée de la glaciation wisconsinienne, il faudrait, par analogie avec l'inlandsis de l'Antarctique occidental, que l'Inlandsis laurentidien ait été appuyé sur une vaste plate-forme glaciaire traversant la baie de Baffin et le nord de la mer du Labrador (Denton et Hughes, 1981, 1983). Cependant, les données provenant de forages marins (Mudie et Aksu, 1984), de même que celles sur les faunes de mollusques et les profils polliniques près des côtes (Mode, 1980, 1985) excluent la présence d'une plate-forme glaciaire durant la glaciation wisconsinienne. Ainsi, s'il n'y avait pas de plate-forme glaciaire, l'Inlandsis laurentidien aurait été, en théorie, foncièrement instable, et ses parties centrales à base marine auraient pu être démantelées.

Andrews et al. (1980a, 1983b), Shilts et al. (1981) et Shilts (1982a, b) ont rapporté les résultats d'analyses d'acides aminés sur des coquillages marins prélevés dans les basses terres de la baie d'Hudson et ont affirmé que ces résultats indiquaient, selon les propres termes qu'ils ont utilisés dans le titre de leur rapport, des « Déglaciations multiples des basses terres de la baie d'Hudson [...] depuis le dépôt de la Formation de Missinaibi (dernier interglaciaire?) ». Cette interprétation suggère que le centre de l'inlandsis s'est déstabilisé à intervalles d'environ 40 ka et souligne l'importance des coupes stratigraphiques des basses terres de la baie d'hudson pour la compréhension de l'évolution et de la dynamique de ce qui a été le plus grand inlandsis du monde. La lithostratigraphie et l'aminostratigraphie de cette région sont présentées dans la section portant sur la partie sud-ouest du Bouclier (ce chapitre, Dredge et Cowan, 1989).

Configuration et écoulement de l'inlandsis au Wisconsinien supérieur

Les opinions divergent quant à la morphologie superficielle, et par conséquent quant aux tracés des lignes d'écoulement, de l'Inlandsis laurentidien durant le dernier maximum glaciaire. Les deux principales écoles de pensée proposent: 1) que l'inlandsis présentait une configuration en équilibre stationnaire et comportait un dôme central unique situé dans la baie d'Hudson ou 2) que l'inlandsis comportait de multiples dômes.

L'hypothèse d'un inlandsis en équilibre stationnaire à dôme unique a été présentée avec clarté pour la première fois par Flint (1943) et contredisait l'interprétation de Tyrrell (1898b, 1913), qui avait mis de l'avant l'idée d'un complexe glaciaire comportant des centres au Keewatin, à Patricia (nord de l'Ontario), au Labrador et dans l'île de Baffin. L'interprétation de Tyrrell était généralement acceptée avant que les solides arguments contradictoires de Flint ne soient exposés. Les deux interprétations sont fondées sur l'idée que chaque auteur se fait des processus menant à la naissance de l'inlandsis. Selon Tyrrell, la croissance de l'inlandsis se serait effectuée à partir de centres situés à l'ouest, à l'est et au nord de la baie d'Hudson, et ces centres seraient demeurés les principaux centres d'accumulation et d'écoulement pendant chaque glaciation, y compris la dernière. Flint, au contraire, considérait que les « zones d'accumulation » de Tyrrell constituaient des sites peu probables d'englaciation en raison de leur faible altitude, de leur éloignement des sources d'humidité, et de la clémence de leur climat estival. Il a plutôt proposé « l'hypothèse d'une origine dans les hautes terres et d'une croissance vers le vent »; selon laquelle la croissance de l'inlandsis aurait débuté avec l'expansion des glaciers de cirques dans les montagnes de l'est de l'île de Baffin et du

nord du Labrador, pour ensuite produire des lobes de piedmont sur les flancs occidentaux. Ces lobes auraient été alimentés par les chutes de neige amenées par des masses d'air relativement chaudes et humides, après avoir traversé le continent à partir du sud et de l'ouest, ce qui aurait entraîné une expansion des glaces dans ces directions jusqu'à ce que la marge glaciaire finisse par atteindre la Cordillère et que son centre se trouve dans la baie d'Hudson. L'hypothèse de Flint a été largement acceptée pendant environ 35 ans, en partie parce que ses conclusions furent réitérées dans une série de publications très influentes (Flint, 1947, 1957, 1971).

Le modèle de Flint était presqu'entièrement théorique et partiellement fondé sur une conception fautive de la topographie de l'Arctique oriental. Ives (1957) a indiqué qu'un versant montagneux n'existe qu'à l'est et que l'expansion des glaciers de cirques aurait presque certainement conduit à du simple vêlage en zone intertidale et n'aurait pu produire le vaste système coalescent de lobes de piedmont s'écoulant vers l'ouest, aspect essentiel du modèle de Flint. Ives a aussi démontré l'invalidité de l'hémicycle de récession du modèle du Flint. Des travaux ultérieurs au Labrador et à l'île de Baffin ont amenés Ives et ses collègues (Ives et al., 1975) à adopter un modèle d'englaciation semblable à celui de Tyrrell, bien que plus raffiné. Ces mêmes travaux ont également permis à Ives et Andrews (1963) de proposer l'existence d'un important centre de dispersion glaciaire dans le bassin Foxe, interprétation qui s'éloigne sensiblement de celle d'un inlandsis à dôme unique. Plus tard, Andrews (1973) a cependant clairement abadonné le comcept d'un centre de dispersion autonome dans le bassin Foxe durant le dernier maximum glaciaire. Ives et al. (1975) ont illustré un inlandsis à dôme unique centré sur la baie d'Hudson le long d'un profil allant du Labrador au Keewatin et ont attribué aux phases de déglaciation tous les centres de dispersion localisés en milieu terrestre. Ceci concordait avec ce qui était alors l'interprétation la plus récente de l'histoire glaciaire du Keewatin (Lee, 1959a). Une situation doublement ironique s'était donc développée: Flint avait rejeté la configuration glaciaire de Tyrrell dont il n'approuvait pas le processus d'englaciation; Ives et al. (1975) avaient réfuté l'hypothèse d'englaciation de Flint et proposé une interprétation très semblable à celle de Tyrrell. Toutefois, ces derniers avaient des réserves quant à la configuration glaciaire de Tyrrell et ils continuèrent de favoriser une configuration à dôme unique, et ce, malgré leur propre interprétation d'un important dôme glaciaire autonome dans le bassin Foxe, et malgré qu'Andrews (1970) ait préconisé un relèvement postglaciaire caractérisé par des maxima dédoublés.

Denton et Hughes (1981) ont proposé un modèle semblable à celui de Flint dans leur reconstitution de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur. Leur modèle bidimensionnel intégrant un équilibre stationnaire est fondé sur les positions, que l'on suppose connues, des marges glaciaires, des principaux courants glaciaires et des lignes de partage glaciaire. Ce modèle montre un écoulement radial divergent à partir de la baie d'Hudson. Le principal obstacle à cette interprétation est le fait qu'il n'existe pas de preuves géologiques à l'appui d'une dispersion vers l'ouest ou vers l'est de matériaux provenant de la baie d'Hudson. On reconnaît plutôt de remarquables aires de dispersion provenant des deux côtés et dirigées vers la baie (voir les rapports régionaux ci-dessous).

Le modèle à dôme unique, puisqu'il prédit une dispersion des débris glaciaires selon une configuration qui est contraire aux observations, est donc moins réaliste que le modèle à dômes multiples. Ce sont d'ailleurs des modèles de ce type, fondés sur des données géologiques, que proposent Shilts et al. (1979), Andrews et Miller (1979), Shilts (1980) et Dyke et al. (1982b). On s'accorde généralement sur le fait qu'il existait des dômes ou des lignes de partage glaciaire dans le bassin Foxe, au Keewatin, dans l'archipel arctique adjacent et au Québec-Labrador, mais les avis sont partagés quant à la configuration de l'inlandsis dans la baie d'Hudson. Dyke et al. ont proposé l'existence d'un dôme additionnel qui aurait été centré dans le sud-ouest de la baie d'Hudson et le nord-ouest de l'Ontario durant le pléniglaciaire du Wisconsinien supérieur et durant la déglaciation. Par contre, le modèle de Shilts (1980) préconise un écoulement glaciaire à partir d'une ligne de partage en Ungava et traversant la partie sud de la baie d'Hudson jusqu'au lac Winnipeg, et éventuellement jusqu'à la limite glaciaire des Plaines intérieures des États-Unis. Les arguments en faveur d'un centre de dispersion glaciaire hudsonien ont été exposés par Dyke et al. (1982b) et sont repris dans la section portant sur le sud-ouest du Bouclier. Cependant, cette hypothèse n'est pas largement acceptée surtout en raison du fait qu'elle ne peut expliquer comment les erratiques foncés provenant des îles Belcher et des environs ont pu être dispersés dans le nord de l'Ontario et du Manitoba (Shilts, 1985).

Comme il a été mentionné plus haut, une explication possible de la traînée d'erratiques foncés est qu'elle a pu être formée par des écoulements glaciaires lors de la croissance de l'inlandsis; à cette époque, les glaces progressant à partir d'un centre situé sur le plateau du Québec-Labrador auraient franchi le sud de la baie d'Hudson et envahi l'Ontario et le Manitoba. Selon cette hypothèse, le Secteur du Labrador de l'Inlandsis laurentidien aurait pu couvrir une superficie équivalente à celle proposée par Prest (1984). Nous postulons cependant qu'après que le remplissage de la baie d'Hudson (et présumément du bassin Foxe) ait atteint des proportions suffisantes pour engendrer un courant glaciaire s'écoulant vers l'est dans le détroit d'Hudson, ce courant glaciaire a engendré un abaissement généralisé de la surface glaciaire dans la partie septentrionale de la baie d'Hudson et, par conséquent, un écoulement glaciaire vers le nord-est. La partie occidentale de cet écoulement convergeant vers le nord-est a pu transporter des glaces provenant du Keewatin; la partie centrale, des glaces provenant du sud de la baie d'Hudson et la partie orientale, des glaces provenant de l'Ungava. L'écoulement glaciaire prédominant dans les îles Ottawa représente un écoulement très soutenu (Andrews et Falconer, 1969), dirigé vers le nord-est; cet écoulement provenait du sud de la baie d'Hudson. Sugden (1978) commente en ces termes les données d'Andrews et Falconer (1969): « [...] la forme fuselée des îles reflète les conditions maximales d'écoulement des glaces provenant de la baie d'Hudson, tandis que les générations successives de stries d'orientation complètement différente nous renseignent sur les différentes phases de déglaciation ». Si l'écoulement vers le sud ou le sud-ouest qui traverse l'Ontario et le Manitoba s'est produit simultanément à l'écoulement convergent, généralement orienté vers le nord-est, qui s'est produit sous la dépression de la surface glaciaire dans le nord de la baie d'Hudson, il devait alors exister une ligne

de partage glaciaire dans le sud de la baie d'Hudson ou le nord de l'Ontario (Dyke et Prest, 1987; carte 1702A).

En bref, nous proposons que le nord-est de l'Ontario et certaines régions du nord-ouest ont été envahis par le Secteur du Labrador de l'inlandsis lors de l'englaciation. La réorganisation ultérieure de l'inlandsis, en réponse à l'expansion du courant glaciaire du détroit d'Hudson, a produit les centres de dispersion glaciaire d'Hudson et du Labrador. Au cours de cette suite d'événements, les erratiques foncés ont pu être transportés des îles Belcher jusqu'à un site de dépôt en un endroit quelconque du Secteur du Labrador, mais ils pourraient tout aussi bien avoir été déposés durant le retrait des Glaces d'Hudson. Cependant, il est possible qu'une partie de ces erratiques aient été recyclés à partir de sédiments glaciaires plus anciens et il demeure possible qu'ils ne proviennent pas tous de la même zone d'affleurements rocheux (Dredge et Cowan, 1989; ce chapitre).

C'est Shilts (1985 et antérieur) qui s'est opposé avec le plus de véhémence à l'existence d'une ligne de partage glaciaire dans le sud de la baie d'Hudson, considérant que l'hypothèse n'est étayée d'aucune donnée géologique. Ceci représente le rejet inconsidéré d'une hypothèse qui peut adéquatement rendre compte des principales configurations de dispersion des débris glaciaires, particulièrement lorsque, tout comme son propre modèle, elle peut être élargie pour inclure une dispersion vers l'ouest, de part et d'autre du sud du bassin d'Hudson, durant les épisodes de croissance glaciaire. Toutefois, dans son interprétation la plus récente de « la configuration possible de l'écoulement glaciaire lors des premiers ou derniers stades de développement de l'Inlandsis laurentidien », Shilts (1985, fig. 3-3) indique une ligne de partage glaciaire (divergence des lignes d'écoulement) traversant le sud de la baie d'Hudson où elle constitue une extension de la ligne de partage du Keewatin.

Les travaux expérimentaux de Fisher et al. (1985) sont utiles pour étudier l'influence des conditions du lit sous-glaciaire et de la topographie sur la configuration de l'inlandsis et, particulièrement, pour déterminer des configurations possibles de la surface glaciaire dans la région fortement contestée de la baie d'Hudson (voir Boulton et al., 1985). Sur la base de données empiriques attestant du faible gradient des profils de la surface glaciaire et de la déformation du substratum dans la région des Plaines intérieures (Mathews, 1974), Fisher et al. ont simulé l'existence de lits sous-glaciaires déformables en attribuant des valeurs très faibles à la limite élastique à la base de la glace. Ils ont attribué des limites élastiques normales dans le Bouclier canadien (lits sous-glaciaires non déformables). Dans la baie d'Hudson, il ont tenté de déterminer l'influence possible des propriétés du lit sous-glaciaire en stipulant des limites élastiques normales dans un cas et faibles dans l'autre. Plusieurs de leurs résultats sont de première importance dans le cadre de la présente discussion:

(1) Les deux expériences ont permis de conclure à l'existence d'un inlandsis à dômes multiples comprenant des lignes de partage ou des dômes primaires dans le bassin Foxe, le Québec-Labrador, le sud-ouest de la baie d'Hudson, le nord de l'Ontario, le Keewatin et le nord des Prairies.

(2) La ligne de partage du nord des Prairies séparait un écoulement régional vers le sud-est traversant les Prairies d'un écoulement vers le nord-ouest traversant le district de Mackenzie. Dans les Plaines intérieures, cette configuration régionale découle de l'influence accrue de la topographie régionale sur des glaces à faible limite élastique, et non pas de la déviation par la Cordillère des Glaces du Keewatin s'écoulant vers l'ouest (voir Klassen, 1989; Vincent, 1989a). Il a été proposé (Dyke et Prest, 1987) d'appeler « Glaces des Plaines » cette masse glaciaire aux caractéristiques dynamiques distinctes et faisant partie du Secteur du Keewatin de l'Inlandsis laurentidien, ce terme étant plus cohérent avec la nomenclature présentée ci-dessus que le terme « dôme de Caribou » proposé par Dyke et al. (1982b).

(3) L'expérience faisant intervenir un lit sous-glaciaire non déformable dans la baie d'Hudson permet de conclure à l'existence d'un dôme glaciaire, situé sur le sud-ouest de cette région et relié aux dômes du Keewatin et du Québec-Labrador par des lignes de partage primaires. Si l'on introduit un lit sous-glaciaire déformable, la modélisation engendre un creux de la surface glaciaire dans la baie d'Hudson et un déplacement de tous les centres de dispersion glaciaire vers le continent. Dans ce deuxième cas, l'expérience n'élimine pas le controversé centre d'Hudson, mais le déplace simplement vers le nord de l'Ontario. Cette indépendance du centre d'Hudson par rapport aux variations des conditions sous-glaciaires est fort significative puisque l'un des objectifs de l'expérience visait à déterminer si des limites élastiques très faibles dans la région de la baie d'Hudson auraient pu produire une forte asymétrie est-ouest des Glaces du Labrador, comme le préconise le modèle de Shilts (1980). Cette asymétrie n'a pu être reproduite en raison du rôle prépondérant du drainage par le détroit d'Hudson sur la configuration des parties centrales de l'Inlandsis laurentidien. On doit toutefois noter que même si d'énormes volumes de glace se sont présumément écoulés par le détroit d'Hudson, les taux de sédimentation et l'influx de particules sableuses durant l'étage isotopique 2 sont relativement faibles (Fillon, 1985).

Déglaciation

Les données détaillées relatives à la déglaciation sont traitées séparément dans les quatre sections régionales du présent chapitre. Toutefois, l'essentiel de ces études est présenté dans la série de cartes ci-jointes. La carte 1702A est une synthèse illustrant l'extension approximative des inlandsis canadiens au maximum glaciaire du Wisconsinien supérieur de même que la chronologie du retrait de l'Inlandsis laurentidien. Les cartes de la série 1703A illustrent la paléogéographie à des moments précis. Les termes utilisés sur ces cartes pour décrire les composantes et les caractéristiques de l'inlandsis correspondent à la classification et aux définitions présentées ci-dessus.

Le présent chapitre s'intéressera tout particulièrement aux épisodes de retrait postérieurs à 10 ka dans le nord-est et à 12 ka dans le nord-ouest, le sud-ouest et le sud-est. Les épisodes antérieurs, entre 14 et 10 ka principalement, concernent la déglaciation des Plaines intérieures et des basses terres du Saint-Laurent. L'interprétation des profils de l'abondance du plancton océanique et de la composition isotopique de l'oxygène (Ruddiman et McIntyre,

1981; Duplessy et al., 1981) suggère que la déglaciation s'est produite en deux étapes distinctes; la première a un âge se situant, soit entre 15 et 13 ka (Duplessy et al., 1981), soit entre 13 et 11,5 ka (voir la discussion dans Ruddiman et Duplessy, 1985), et la deuxième, entre 10 et 8 ka. Les données sur la composition isotopique de l'oxygène semblent indiquer que le volume des inlandsis de l'hémisphère nord a diminué de 50% pendant les 2 à 3 ka qu'a duré la première étape de déglaciation. Puisque le retrait des marges glaciaires a été relativement faible durant cet intervalle, Ruddiman et McIntyre (1981) ont proposé que la première étape de déglaciation n'a pu s'accomplir qu'à la faveur d'un abaissement considérable du profil et d'un effondrement de l'Inlandsis laurentidien, principalement attribuables à un écoulement accéléré dans le détroit d'Hudson. Bien que d'autres chercheurs (par ex. Andrews et Peltier, 1976) aient également postulé un «effondrement» de l'hypothétique dôme central de l'inlandsis à peu près vers cette époque, nous ne pouvons que souligner de nouveau qu'aucun fait géologique connu n'appuie directement la thèse d'un dôme central unique.

La compréhension de la dynamique de la déglaciation et de la dispersion des débris glaciaires doit inclure une connaissance du rôle et de la fréquence des crues glaciaires. Une crue glaciaire est un épisode bref caractérisé par un écoulement anormalement rapide et culminant par une réavancée. D'importantes crues glaciaires, répétitives dans certains cas, ont été invoquées pour rendre compte de la formation et de la progression de la plate-forme glaciaire de Viscount Melville (Hodgson et Vincent, 1984; Dyke, 1987), des réavancées de Cochrane au sud de la baie James (Hardy, 1977), de plusieurs autres avancées débouchant dans les lacs glaciaires Agassiz et Ojibway (ce chapitre, Dredge et Cowan, 1989) et de la présence de marges glaciaires caractérisées par d'innombrables lobes à profil surbaissé dans le sud des Plaines intérieures (Clayton et al., 1985).

On a invoqué la possibilité de crues dans le cas de marges glaciaires se retirant soit en eaux profondes soit en milieu terrestre. Les mécanismes capables de déclencher ces crues en milieu terrestres devraient donc probablement être aussi efficaces en milieu aquatique; toutefois, dans ce dernier cas, il faut aussi tenir compte du vêlage et de la flottabilité qui constituent des mécanismes additionnels pouvant déclencher des crues glaciaires. Le vêlage peut produire des marges plus abruptes que celles normalement permises par la résistance au cisaillement de la glace, ce qui peut entraîner un écoulement accéléré. Si une baie de vêlage se forme dans une marge glaciaire, cette baie canalisera l'écoulement en provenance d'une vaste région de l'inlandsis, ce qui peut entraîner la formation d'un courant glaciaire et d'une réavancée. La réavancée produit un amincissement général et, si la glace s'amincit à un point tel que la marge commence à flotter, la résistance à l'écoulement est éliminée, et le taux de progression du front n'est alors limité que par le taux d'alimentation du courant glaciaire. Ce phénomène donne lieu à une plate-forme glaciaire en crue, flottant dans les eaux plus profondes et s'ancrant sur les hauteurs où elle remodèle la surface du substratum (cannelures), comme dans le cas des crues de Cochrane.

Les crues en milieu terrestre sont probablement amorcées par la déformation épisodique du lit sous-glaciaire ou par l'accumulation d'une couche d'eau subglaciaire. Plusieurs types de sédiments saturés ont une résistance au cisaillement inférieure à celle de la glace et se déformeront en milieu sous-glaciaire avant que la surface de l'inlandsis n'atteigne un profil normal. Pour qu'une crue puisse avoir lieu, il est cependant nécessaire que la déformation du substratum soit entravée afin que le profil devienne anormalement abrupt. Ce durcissement temporaire du substratum pourrait être causé par le gel de ces sédiments sous-glaciaires. Les principaux exemples de ce type de crues glaciaires ont été documentés dans le cas des marges glaciaires excessivement lobées et surbaissées dans les Plaines intérieures (Mathews, 1974; Clayton et al., 1985). Aucune observation ne peut attester de crues semblables dans le Bouclier canadien. Cependant, Shaw et Kvill (1984) ont suggéré que le champ de drumlins de l'Athabasca aurait pu être formé par de gigantesques crues d'eaux sous-glaciaires, qui auraient à leur tour déclenché une crue glaciaire.

GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE ET UTILISATION DES TERRES DANS LE BOUCLIER CANADIEN

Dans le Bouclier canadien, les principales applications de l'aménagement du territoire sont l'industrie extractive et les transports. Par conséquent, le principal intérêt des matériaux quaternaires concerne leur aptitude à servir aux travaux de fondations, leur abondance comme granulats ou matériaux de remblai et leur disponibilité à ces fins. La présence de certains dépôts quaternaires peut nuire aux travaux de construction quoique l'absence de matériaux meubles peut aussi entraver les activités; il est alors nécessaire d'installer des fondations coûteuses dans le socle, d'effectuer de longues tranchées dans le roc ou de transporter sur de longues distances les granulats ou le matériel de remblai.

Les tills, les sables et les graviers sont les dépôts quaternaires les plus abondants dans le Bouclier canadien, et ils constituent des matériaux de fondation intéressants puisqu'ils sont généralement stables et bien drainés. Cependant, certains tills d'ablation sableux, dans le centre du Québec et le nord de l'Ontario et du Manitoba, présentent une faible densité et une porosité élevée et, par conséquent, une faible capacité portante; ils peuvent aussi se liquéfier lorsqu'ils sont remaniés à l'état saturé. Les sédiments fins déposés dans les anciens bassins de lacs glaciaires et dans les régions submergées par la mer sont généralement mal drainés, ont une forte teneur en eau et peuvent être sensibles au remaniement, surtout les argiles et et silts marins. Les sédiments organiques épais, abondants au sud de la baie d'Hudson et présents localement dans certains secteurs boisés du Bouclier, constituent de très mauvais matériaux de fondation. La teneur en glace de tous les types de sédiments peut être élevée dans les régions soumises au pergélisol mais les sédiments fins et les dépôts organiques créent alors des conditions particulièrement difficiles. Les ressources granulaires abondent dans la majeure partie du Bouclier canadien; ces granulats peuvent cependant être recouverts de sédiments fins dans certains secteurs de sédimentation marine et lacustre, et ils peuvent être très grossiers et très épars dans certains secteurs où les affleurements rocheux sont très nombreux. Les dépôts quaternaires fluvioglaciaires, morainiques (till), fluviatiles et littoraux (lacustres et marins) sont communément utilisés comme ressources granulaires. Malgré une abondance généralisée des dépôts granulaires dans le

Bouclier canadien, des matériaux de granulométrie et de qualité adéquates ne sont pas toujours disponibles en quantité suffisante. Dans un environnement de roches précambriennes, les principaux sous-produits de l'érosion glaciaires sont les sables fins et les blocs. Par conséquent, plusieurs formes de terrain susceptibles de renfermer des granulats (eskers ou moraines) sont pauvres en sable moyen et grossier et en petits galets, et trop riches en sable fin. Localement, les dépôts de plage peuvent s'étendre sur de vastes régions. Ils sont constitués de sable grossier et de petits galets mais leur épaisseur est généralement faible de sorte que de grandes régions doivent être exploitées pour obtenir un volume appréciable de granulats. Dans la plupart des secteurs, les tills à texture grossière sont une source de granulats de qualité inférieure; il faut extraire les particules fines et broyer la fraction grossière pour accroître la qualité du produit. Les roches précambriennes fournissent généralement de bons matériaux non réactifs mais, dans certaines régions, les granulats peuvent contenir des fragments riches en biotite, sensibles à la désagrégation granulaire, des roches limonitiques tendres ou des siltstones et des ardoises.

Les dépôts quaternaires qui masquent les gîtes minéralisés sont souvent considérés comme des obstacles à la cartographie ainsi qu'à l'exploration et l'exploitation minérale. Au cours des dernières années, les dépôts glaciaires, particulièrement les tills, ont fait l'objet d'une attention considérable dans le but de trouver les gîtes minéralisés (Nichol et Bjorklund, 1973; Shilts, 1976, 1984b). Le lecteur pourra trouver des rapports détaillés sur l'utilisation de la prospection glaciosédimentaire dans le Bouclier canadien dans Bradshaw (1975) et DiLabio (1989).

En raison de la courte période de croissance caractérisant la majeure partie du Bouclier canadien, l'agriculture est généralement limitée à la production de fourrages et de grains destinés aux industries laitière et bovine locales. De plus, la granulométrie de la plupart des matériaux dont dérivent les sols du Bouclier canadien est trop grossière pour donner de bonnes caractéristiques de rétention d'humidité; de plus, la topographie et la forte pierrosité nuisent considérablement à la culture. Dans quelques-unes des parties méridionales du bouclier, il existe des sols qui se sont formés sur des dépôts fins glacio-lacustres ou marins et qui sont propices à l'agriculture. Les principales régions où l'on rencontre ces sols sont la plaine du Lac Saint-Jean, les vallées étroites en bordure des Laurentides, l'enclave argileuse (dépôts glaciolacustres) du nord-ouest québécois et et du nord-est ontarien ainsi que quelques petites régions au nord du lac Huron et au nord-ouest du lac Supérieur. Le lecteur trouvera des renseignements supplémentaires sur la nature des sols du Bouclier canadien dans Clayton et al. (1977), le Comité canadien de pégologie (1978) et Acton (1989).

Une grande partie de la forêt boréale du Canada occupe le Bouclier canadien, et l'industrie forestière est une activité importante dans toute la partie sud de cette région. Au nord cependant, la productivité est réduite en raison d'une courte période de croissance et de la présence de pergélisol qui limite la profondeur d'enracinement et entrave le drainage du sol. La présence et la nature des dépôts quaternaires sont des facteurs très importants en ce qui a trait à la croissance des arbres et la productivité forestière. Dans quelque zone climatique que ce soit, les meilleurs peuplements forestiers se trouvent sur d'épais dépôts quaternaires modérément bien drainés. On ne trouve pas d'arbres dans les régions où les matériaux quaternaires sont absents ou peu épais, ou alors leur croissance est ralentie. Les sédiments glaciaires excessivement pierreux réduisent la productivité forestière, la présence de gros blocs erratiques entrave l'exploitation, et enfin, la présence de blocs superficiels et d'affleurements rocheux peut rendre la construction des chemins forestiers plus difficile et onéreuse.

On s'est considérablement intéressé récemment à la capacité des sols à tamponner les effets des solutions acides dérivées des polluants industriels (Shilts, 1981). Les dépôts quaternaires dérivés des roches granitiques et gneissiques riches en quartz du Bouclier ont une faible capacité tampon tandis que ceux qui dérivent de roches métasédimentaires (marbres) ou volcaniques ont une capacité tampon un peu plus élevée. Grâce à la présence de matériel carbonaté paléozoïque provenant de la baie d'Hudson dans les tills du Bouclier en Ontario et au Manitoba de même qu'à la disponibilité accrue des carbonates et des autres substances neutralisantes dans les dépôts fins d'origine glaciolacustre ou marine, certaines régions du Bouclier ont tout de même un potentiel neutralisant particulièrement élevé.

Les glissements de terrain et les coulées de fluage sont répandus le long des versants abrupts et disséqués des vallées entaillées dans les argiles marines des mers de Tyrrell, de Champlain, de Laflamme et de Goldwait ou dans les argiles glaciolacustres des lacs Barlow et Ojibway (voir dans les chapitres régionaux l'étendue de ces masses d'eau). Les pertes de vie et les dommages matériels liés au glissement de Saint-Jean-Vianney, au Lac Saint-Jean, sont un exemple de l'effet dévastateur de ces phénomènes (Tavenas et al., 1971). De plus, ces sédiments fins peuvent subir un ravinement intense. Les dépôts les plus touchés par ce processus pourraient fort bien être les silts glaciomarins qui occupent un vaste territoire entre l'inlet Bathurst et la péninsule de Boothia. La migration du lit des rivières et l'érosion des berges peuvent entraîner des conséquences fâcheuses dans les régions reposant sur des sables ou des sédiments fins. Par exemple, en raison de l'importante érosion des berges de l'île du Gouverneur, à l'embouchure de La Grande rivière, le village de Fort George a dû être relocalisé à Chisasibi. De nombreux autres villages établis sur des plaines d'inondation ou sur des terrasses en bordure de rivières à fort débit connaissent des problèmes semblables. Les processus liées au gel sont très perturbateurs, particulièrement dans les régions du Bouclier soumises au pergélisol. Ils donnent lieu aux manifestations suivantes: tri, mélange, éjection, fissuration et gélifraction des matériaux en surface, consolidés et non consolidés, de même que des phénomènes thermokarstiques locaux. La formation et la fusion de masses de glaces dans le sol, tels les hydrolaccolites ou les coins de glace, peuvent modifier sensiblement le terrain, particulièrement dans les zones de sédiments fins aux îles Prince of Wales et Somerset (Dyke, 1983) et dans les zones de sédiments organiques au sud-ouest de la baie d'Hudson (Dredge et Nixon, 1979).

Le Bouclier canadien présente donc une grande variété de terrains. Les régions caractérisées par d'abondants dépots fluvioglaciaires, et par conséquent d'abondantes réserves de granulats, avoisinent des régions où les matériaux en surface sont constitués de tourbe ou de sédiments glaciolacustres fins. Les régions dans lesquelles le roc ou le till de fond peuvent servir de matériel de fondation peuvent aussi renfermer des tourbières profondes qui n'offrent aucune capacité portante. Des régions où les gla-

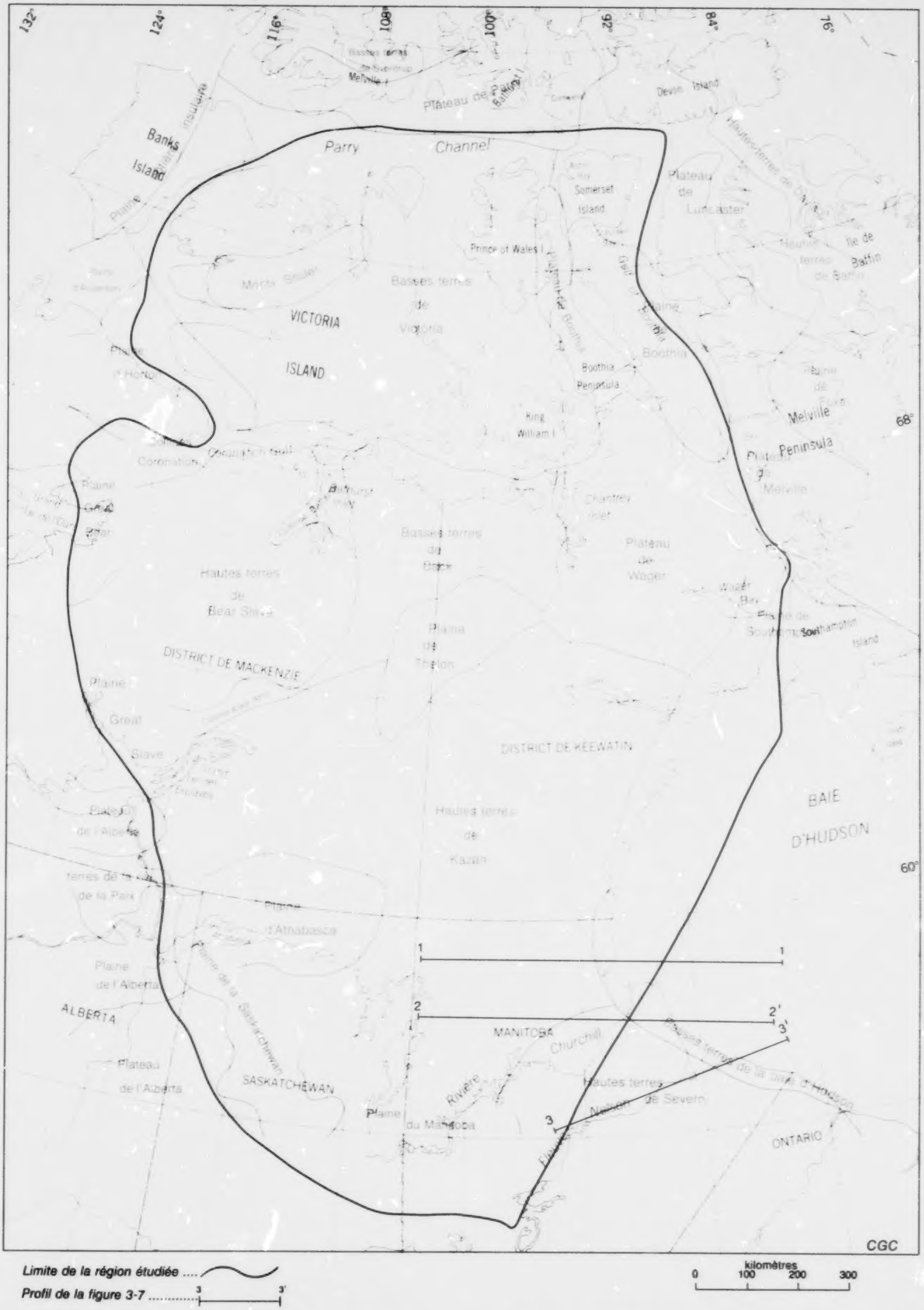


Figure 3.5. Grandes unités physiographiques du nord-ouest du Bouclier canadien (d'après Bostock, 1970b).

ces provenaient de terrains carbonatés et où le till présente bon pouvoir neutralisant contre les précipitations acides peuvent être juxtaposées à des régions où l'on ne trouve que du till dérivé de roches felsiques dont le pouvoir neutralisant est pratiquement nul. Ces exemples servent à illustrer la difficulté, dans le Bouclier canadien comme ailleurs, de prévoir correctement la façon dont une région donnée réagira à une activité d'aménagement ou à une autre, et la nécessité d'effectuer des études approfondies des terrains avant d'entreprendre des travaux d'aménagement.

LE QUATERNAIRE DU NORD-OUEST DU BOUCLIER CANADIEN

A.S. Dyke et L.A. Dredge

INTRODUCTION

Dans cette section est étudiée la région du Bouclier canadien située à l'ouest de la baie d'Hudson et du golfe de Boothia (fig. 3-1, 3-5). Durant le dernier maximum glaciaire, cette région a été recouverte par une vaste masse glaciaire qu'on a appelée Inlandsis du Keewatin (Tyrrell, 1898b), Secteur du Keewatin de l'Inlandsis laurentidien (Prest, 1970, 1984; Dyke and Prest, 1987), et Dôme de M'Clintock de l'Inlandsis Laurentidien (Dyke et al., 1982b). La nomenclature appliquée ici est conforme à celle établie dans l'introduction du Chapitre 3.

L'information obtenue avant 1968 sur le modelé et l'histoire glaciaires de cette région a été présentée sommairement dans la Carte glaciaire du Canada (Prest et al., 1968), dans la carte de Prest illustrant le retrait glaciaire (1969) et dans l'ouvrage de Prest (1970). Dans les parties nord et centrale de la région faisant l'objet ce rapport, les travaux de terrain réalisés depuis 1968 suivent principalement le corridor proposé pour un gazoduc qui traverserait l'île Somerset (Netterville et al., 1976; Dyke, 1983), la péninsule de Boothia (Boydell et al., 1975, Dyke, 1984), et la bande centrale du district de Keewatin (Arsenault et al., 1981, 1982; Aylsworth et al., 1981 a-d; Thomas, 1982a,b; Thomas et Dyke, 1982a-f; Dyke, 1984; Aylsworth, 1986a-c; Aylsworth et al., 1986a-c); des données supplémentaires ont été recueillies dans les îles Prince of Wales et King-William (Hélie, 1984; A.S. Dyke, non publié). Les travaux intensifs effectués dans le sud du district de Keewatin portaient principalement sur la géochimie des dépôts glaciaires (voir DiLabio, 1989) et sur la géomorphologie périglaciaire, mais les conclusions générales enrichissent substantiellement ce rapport (Shilts et al., 1979); Shilts, 1980). Dans la partie sud de la région couverte par le présent rapport, des projets de cartographie ont été complétés dans le nord du Manitoba (Dredge et al., 1981a,b; Nixon et al., 1981; Dredge et Nixon, 1982a-g; Richardson et al., 1982; Dredge et al., 1986), le centre nord du Manitoba (Klassen, 1986), et le nord de la Saskatchewan (Schreiner, 1984). Les récents travaux réalisés dans l'île Victoria ont été résumés par Sharpe (1984) et des données additionnelles sont fournies par J-S. Vincent et D.A. Hodgson (Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1986). Le Quaternaire de l'île Victoria est présenté dans le chapitre 2 du présent volume (Vincent, 1989a), et seules les données relatives à la déglaciation de l'île seront présentées ici. St-Onge et al. (1981) et St-Onge et Bruneau (1982) ont présenté une étude sur les parties médiane et inférieure de la vallée de la rivière Coppermine. Très peu d'observations ont été réalisees sur le terrain dans une grande partie de la région examinée ici, en particulier dans le sud-est du district de Mackenzie et le nord-est du district du Keewatin.

Dyke, A.S. et Dredge, L.A.
1989: Le Quaternaire du nord-ouest du Bouclier canadien. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 3, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Bien qu'il reste de grands territoires à cartographier, les travaux récents combinés à la réévaluation d'études antérieures ont permis de formuler de nouvelles hypothèses ou de revoir les hypothèses sur la nature, l'extension et la dynamique de la masse glaciaire durant le dernier maximum glaciaire. En outre, les variations latérales des faciès du till régional ont été délimitées, ce qui nous a permis de définir les grandes traînées de dispersion; une reconstitution plus détaillée de la configuration et de la chronologie du dernier retrait glaciaire a été effectuée, de nouvelles données sur les niveaux marins ont été obtenues, et quelques coupes stratigraphiques ont pu être étudiées. Pour l'instant toutefois, les événements antérieurs au Wisconsinien supérieur ne sont connus que de façon très sommaire.

GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ROCHEUX ET PHYSIOGRAPHIE

Aux fins du présent rapport, le substratum de la région peut-être subdivisé en quatre unités simples: des zones de roches vertes et de roches métasédimentaires; un terrain précambrien cristallin composé surtout de gneiss granitiques et d'intrusions; des roches sédimentaires et volcaniques d'âge protérozoïque; et la couverture sédimentaire paléozoïque, surtout composée de carbonates (fig. 3-3). L'érosion, le transport et le dépôt de ces matériaux par les glaces ont produit des sédiments et des formes glaciaires très contrastés.

La physiographie est plus complexe que ne le suggère l'exposé simple présenté dans cet article. Il est possible que de nombreux aspects physiographiques du Bouclier canadien soient le résultat d'épisodes d'aplanissement fluvial pendant le Précambrien, même si une importante surface d'érosion post-dévonienne tronque les sufaces précambriennes sur de vastes régions. Les contacts entre ces éléments géomorphologiques ne sont pas nets et, dans la majeure partie du secteur nord-ouest du Bouclier, les diver-

ses surfaces d'érosion n'ont pas été grandement déplacées ou fragmentées par des failles. Toutefois, dans la partie nord de la région, la principale surface post-dévonienne a été fortement fragmentée par les effondrements tectoniques de l'Eurekien, qui ont permis la formation de passages interinsulaires au Tertiaire moyen et supérieur (Bird, 1967; Kerr, 1980).

La partie nord de la région se compose de plateaux relativement élevés, de plaines d'altitude moyenne et de basses terres (fig. 3-6). Par endroits, dans la péninsule de Boothia, les contacts entre ces éléments topographiques, coïncident avec des escarpements de faille, ce qui indique que les différents niveaux sont peut-être le résultat de dislocations d'une surface d'érosion jadis continue, et non du développement de multiples surfaces d'érosion (Bird, 1967). Toutefois, dans d'autres régions, il existe une continuité impressionnante des surfaces d'érosion de part et d'autre des contacts géologiques et des zones structurales; l'exemple le plus frappant est la continuité de la Surface de Barrow (Bird, 1967) qui recoupe autant les gneiss précambriens que les strates fortement inclinées ou subhorizontales des terrains carbonatés de l'île Somerset. Bird (1967) a identifié des surfaces correspondantes dans les îles adjacentes, et présenté l'hypothèse selon laquelle cette surface se serait développée sur une plaine jadis continue qui s'est ensuite fracturée, créant ainsi les passages et détroits interinsulaires. L'origine des passages entre les îles, telle que suggérée par Bird, a été depuis confirmée par une analyse de l'évolution tectonique de la région (par ex.: Kerr, 1980).

À l'île Somerset, la Surface de Barrow est recoupée par des canyons dans lesquels des cours d'eau à méandres ont entaillé le socle rocheux jusqu'à 100 m de profondeur. Certains de ces canyons sont tronqués par l'escarpement de faille qui constitue la côte est de l'île. Sur le plancher du graben, qui forme le fond du détroit de Barrow au nord de l'île Somerset, des canyons du même type entaillent les roches paléozoïques (Bornhold et al., 1976). La similitude entre les canyons sous-marins et les canyons terrestres appuie l'hypothèse selon laquelle les canyons de l'île Somerset se seraient formés avant la fragmentation de la Surface de Barrow et avant la formation des passages interinsulaires (Dyke, 1983).

Selon toute probabilité, la Surface de Barrow serait antérieure à la séparation du Canada et du Groenland, dont l'épisode culminant a eu lieu durant l'Éocène (37 Ma; Grant, 1975), et serait donc antérieure à l'ouverture de la baie de Baffin. La dissection fluviale documentée dans l'île Somerset indique peut-être un rajeunissement de la surface par le soulèvement qui a accompagné l'effondrement tectonique responsable de l'ouverture de la baie de Baffin. Apparemment, le réseau fluvial fossile au fond du détroit de Barrow se drainait vers l'est.

Si l'île Somerset est intéressante du point de vue de l'uniformité de son altitude et de la présence d'une surface d'érosion magnifiquement conservée, recoupant divers types de roches, l'île Prince of Wales est remarquable du point de vue de sa topographie en gradins, développée sur une seule formation rocheuse, la Formation de Peel Sound. Les basses terres de Prince of Wales s'étendent entre les blocs du Plateau de Beams, y formant une série de « chenaux » courbes à sinueux, à large fond plat, qui représentent le prolongement des baies côtières orientales vers l'intérieur des terres. Ces passages ne sont pas interprétés comme étant des grabens. Il est donc possible qu'il s'agisse de formes fluviales antérieures à la phase d'effondrement tectonique. Dans ce cas, elles différeraient des profonds canyons de l'île Somerset formés aussi avant la phase d'effondrement tectonique, et cette différence morphologique demeure inexpliquée.

Les éléments physiographiques du nord du Keewatin, de l'est du Mackenzie et de l'île King William ne sont ni spectaculaires ni facilement interprétables. De vastes zones sont occupées par des basses terres, qui sont désignées ici sous les noms de basses terres de Rasmussen, de Back et de Bathurst (fig. 3-6), et qui correspondent en grande partie aux basses terres de Victoria et Back citées par Bostock (1970a). Elles semblent définir collectivement, en même temps que les basses terres de Prince of Wales et la plaine de Pasley, un vaste terrain de basse altitude dont le tiers central est actuellement submergé par les eaux du chenal de M'Clintock, du golfe Queen Maud et du golfe Coronation. Il est possible que les deux zones centrales submergées des basses-terres représentent des réseaux hydrographiques ennoyés, mais il est difficile de confirmer cette hypothèse. Néanmoins, les chenaux marins traversant ces basses-terres ne ressemblent pas aux chenaux d'origine tectonique situés plus au nord.

Les basses terres de Back s'étendent vers le sud entre le littoral arctique du continent et le littoral de la baie d'Hudson. Leurs bordures s'élèvent doucement et sans rupture significative jusqu'aux plateaux adjacents. Elles n'ont pas de limite nettement définie, et ne sont certainement pas délimitées par des failles. Ces basses terres sont peut-être une surface d'érosion ancienne, pré-quaternaire, et comme elles passent sans accident sous la couverture sédimentaire paléozoïque, elles pourraient bien représenter un élément géomorphologique d'âge précambrien.

La partie sud de la région nord-ouest du Bouclier canadien forme une série de pénéplaines légèrement et diversement inclinées, qui passent de 450 m dans le secteur le plus élevé à l'est du lac Athabasca, à une altitude inférieure au niveau de la mer sous la baie d'Hudson. Dans les limites de ces plaines, la topographie locale et le type de substratum rocheux sont étroitement reliés. Les roches granitiques ou arkosiques forment des collines élevées aux formes arrondies, et les métasédiments pélitiques et les roches volcaniques sont occupés par des vallées. De grandes plaines se sont formées dans les régions de lithologie uniforme, telles la plaine de l'Athabasca (fig. 3-5) formée dans des grès, et la plaine de Nejaniliné formée dans un batholite granitoïde à l'extrême nord du Manitoba (fig. 3-7); le relief y dépasse rarement 5 m. Ces plaines se distinguent les unes des autres par leur inclinaison et leur relief (fig. 3-7). Les données topographiques et bathymétriques, jointes à celles sur la profondeur du socle, obtenues par observation des affleurements et examen des profils de sismique-réfraction (Hobson, 1968), suggèrent que de trois à cinq périodes de pénéplanation sont à l'origine du paysage actuel (fig. 3-7; Bird, 1967, p. 77). La surface la plus ancienne (surface 1, fig. 3-7) est caractérisée par de grandes ondulations et s'étend sous les roches paléozoïques de la baie d'Hudson où elle s'incline vers le centre de la baie avec une pente de 5 m/km. Une seconde surface, qui dans certains profils se subdivise en deux autres, tronque et recoupe en biseau la surface plus ancienne. C'est dans la région de la rivière Caribou que cette surface est le mieux préservée (versant Caribou, transect 2, fig. 3-7). Elle présente un profil bien régularisé qui plonge sous les roches paléozoïques avec une pente uniforme de 2,5 m/km. Alcock (1920), Wright (1932)

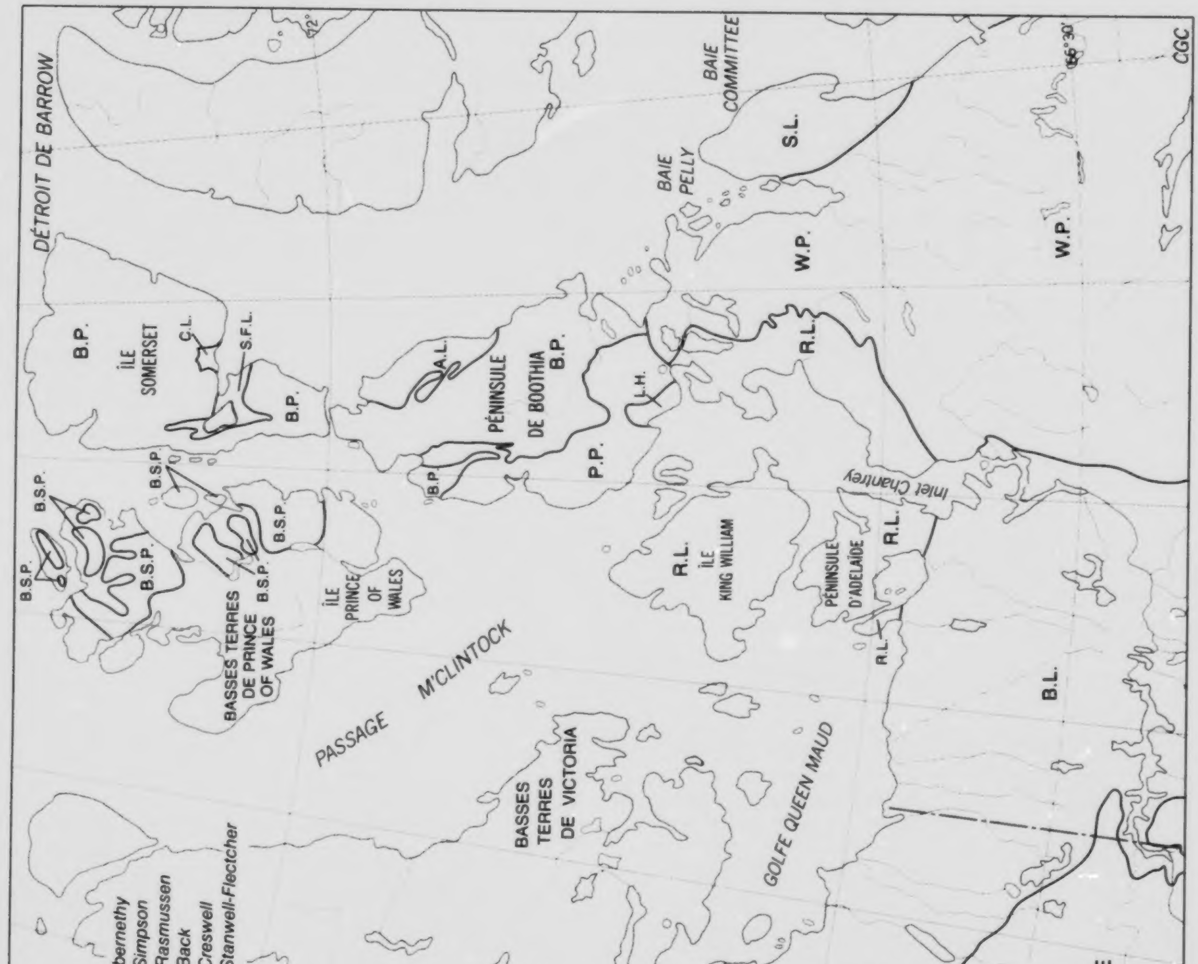


Figure 3.6. Subdivisions physiographiques décrites dans la partie septentrionale de la région étudiée.

et Ambrose (1964) avaient examiné les caractéristiques de cette surface et noté que cette surface légèrement ondulée se prolongeait sous les roches paléozoïques. La vallée du fleuve Nelson s'est peut-être formée durant cette phase de pénéplanation.

Les troisième et quatrième surfaces comprennent les collines et plaines du plateau de l'ouest et les strates paléozoïques tronquées de la baie d'Hudson. Ces deux surfaces montrent des irrégularités, y compris de vastes vallées fluviales. La pente régionale des deux surfaces est de 0,6 m/km. Elles sont d'âge post-dévonien, et se sont peut-être formées durant le Tertiaire. La rivière Seal ancestrale est apparue durant cette phase, et son bassin hydrographique comprenait alors une importante portion de l'actuel bassin-versant de la rivière Churchill (Dredge et al., 1986). Bien que les deux surfaces aient des pentes assez semblables, elles présentent une différence d'altitude d'environ 300 m, et pourraient donc s'être formées au cours d'épisodes différents. Localement, le long de la rivière North Knife, des roches profondément altérées forment des lambeaux résiduels sous les dépôts glaciaires (Dredge et al., 1986).

Bien que les principaux éléments du paysage aient été modelés avant le Quaternaire, de nombreux détails de ces modelés sont le résultat des glaciations du Quaternaire. Ces glaciations ont affouillé et rajeuni les surfaces rocheuses, y produisant un relief complexe d'échelle kilométrique, composé de crêtes, de vallées, et de bassins peu profonds (voir par ex. Schreiner, 1984), et n'y laissant un régolite profondément altéré qu'en quelques sites. On estime que les glaces ont enlevé de 5,5 à 8,0 m de roche dans la portion centrale du Keewatin où le substratum est formé par les roches sédimentaires et les roches volcaniques felsiques d'âge protérozoïque du Groupe de Dubawnt (Kaszycki et Shilts, 1980). Par endroits, les sédiments glaciaires atteignent 100 m d'épaisseur; la morphologie de moraines fuselées, de crêtes transversales et d'eskers qui caractérise ces dépôts s'étale à partir de centres tardifs de dispersion glaciaire. Des dépôts glaciolacustres et des dépôts fins d'origine marine ont comblé les dépressions topographiques, y créant de vastes terres humides -une région plane de muskeg, caractérisée par un écoulement difficile des eaux, de fortes teneurs en glace dans le sol et un grand nombre de lacs thermokarstiques.

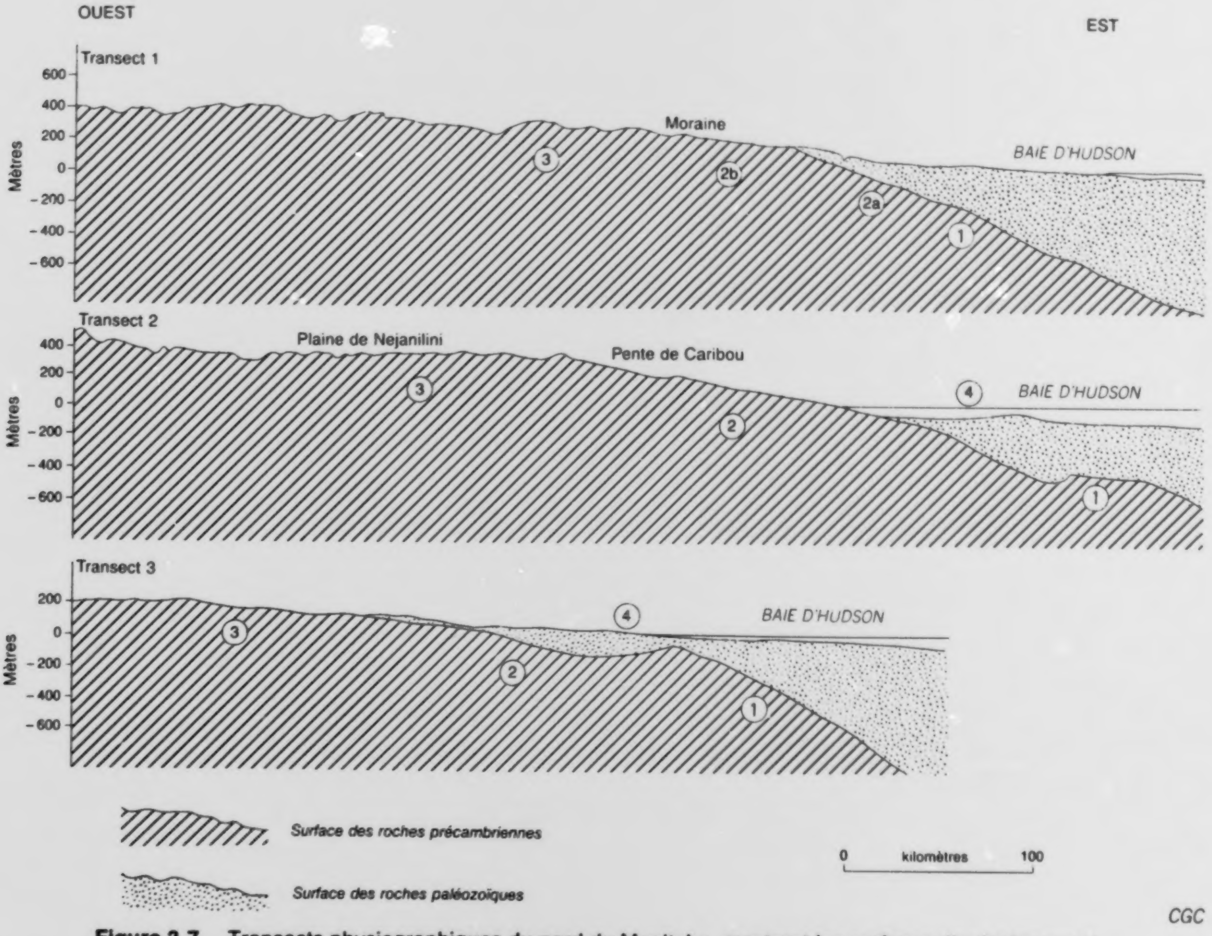


Figure 3.7. Transects physiographiques du nord du Manitoba, montrant les surfaces d'aplanissement (1-4); chacune d'entre elles s'est peut-être formée durant une période ancienne de pénéplanation. La localisation des profils est indiquée à la figure 3.5.

NATURE ET DISTRIBUTION DES MATÉRIAUX QUATERNAIRES

Les caractéristiques et la distribution des dépôts d'âge quaternaire ont été établies par des travaux cartographiques de reconnaissance sur le terrain et par photo-interprétation. Les principaux types de matériaux en surface sont la roche à nu, le till épais, le till mince, les dépôts glaciomarins, fluvioglaciaires et glaciolacustres et une importante couverture de matériaux organiques. La couverture de dépôts quaternaires est plus importante et beaucoup plus continue dans la moitié est que dans la moitié ouest de la région (fig. 3-4).

Matériaux non glaciaires

Il existe en surface des matériaux non glaciaires formés à deux époques différentes: (1) de vastes étendues de matériaux résiduels (roche altérée) et colluviaux qui se sont formés avant la dernière glaciation à l'île Somerset, localement à l'île Prince of Wales et dans certaines parties du Keewatin et du nord du Manitoba; et (2), des sédiments marins, fluviatiles et organiques et champs de blocs d'âge postglaciaire dans toute la région. En outre, sous le till de surface, affleurent des sédiments marins et fluviatiles pré-holocènes le long de la rivière Pasley dans la péninsule de Boothia et le long de la rivière North Knife au Manitoba; dans le nord du Manitoba, sur plusieurs coupes le long des berges des rivières du Bouclier canadien, affleurent des matériaux marins, fluviatiles et organiques qui pourraient dater de l'Interglaciaire de Missinaibi; et en plusieurs sites du nord de la Saskatchewan affleurent des matériaux organiques sous-jacents au till, trop anciens pour être datés par la méthode du radiocarbone, ainsi que des paléosols (Schreiner, 1984, p. 38-43).

Les vastes couvertures d'altérites et de colluvions associées que l'on rencontre dans l'île Somerset représentent quelques-uns des matériaux quaternaires les plus intéressants de la région (Dyke, 1983; Hélie et Elson, 1984). Sur les roches précambriennes, les altérites sont composées de blocs logés dans une abondante matrice formée de grus et de résidus plus fins; sur les roches paléozoïques, les altérites forment un diamicton (pierreux, sableux, argileux-silteux). Sur les roches précambriennes, les seuls éléments morphologiques distincts observés dans les zones d'altérites sont des terrasses de cryoplanation et des tors. Sur les terrains paléozoïques, à l'exception d'une région dont le substratum est constitué de grès et de conglomérats dans le nord-ouest de l'île Somerset, même ces formes mineures sont absentes, et le modelé est composé de pentes aux formes adoucies, parfois interrompues de basses cuestas.

Les altérites recouvrent les sommets et les parties moyennes et supérieures des pentes, mais elles sont enfouies sous plusieurs mètres de colluvions fines, légèrement pierreuses à non pierreuses, au bas des versants et dans les grandes vallées. Ces nappes colluviales sont continues sur plusieurs dizaines de kilomètres carrés et ont dû s'accumuler sur une longue période. Même si leur accumulation se poursuit encore, seule une faible proportion de ces colluvions est d'âge postglaciaire; en effet des chenaux fluvioglaciaires, qui entaillent les colluvions n'ont été ni comblés ni modifiés de façon importante par les mouvements de masse. Par conséquent, l'essentiel de ces colluvions semblent s'être accumulées durant des intervalles non glaciaires précédents. Dans ces régions de l'île Somerset, les glaces étaient probablement à base froide et formaient une couverture protectrice, mais elles ont quand même déposé des blocs erratiques épars et de petits placages de till.

Des champs de blocs interprétés comme étant d'âge à la fois interglaciaire et postglaciaire recouvrent de vastes zones rocheuses dans le nord du Manitoba (Dredge et al., 1986) et de la Saskatchewan (Schreiner, 1984, p. 22), où ils sont particulièrement visibles au-delà de la limite des arbres; certains de ces champs de blocs recouvrent des étendues d'environ 1 000 km^2. Ils sont également abondants plus au sud et à l'intérieur des terres, mais ils y sont dissimulés par le couvert forestier. Ils ont pour origine l'éjection gélivale agissant préférentiellement sur les affleurements rocheux contenant des réseaux bien développés de diaclases verticales et horizontales. Cette éjection est le résultat de la dilatation causée par des surpressions interstitielles qui se manifestent durant la période annuelle d'engel (L.D. Dyke, 1979), et de la gélifraction. Bien qu'au Manitoba, la plupart des champs de blocs soient d'âge holocène et que l'éjection gélivale soit actuellement encore un processus très actif, certains de ces champs ont pu se former en milieu sous-glaciaire ou durant un interglaciaire, car quelques-unes des zones de moraines côtelées et quelques grandes formes morainiques sont entièrement ou principalement composées de blocs fragmentés par le gel.

En ordre de superficie décroissante, les dépôts postglaciaires du nord-ouest du Bouclier sont les sables et graviers de plages soulevées, les dépôts des terrasses alluviales, les alluvions actuelles, les sédiments deltaïques formant des terrasses, les sédiments deltaïques actuels, et les sables éoliens. Dans la majeure partie de la région, de minces dépôts organiques postglaciaires couvrent de petites surfaces, mais la partie la plus méridionale du Bouclier canadien, comprise dans la zone du pergélisol discontinu, supporte une couverture organique continue atteignant parfois 4 m d'épaisseur et contenant des quantités substantielles de glace dans le sol. La couverture organique se compose de tourbières oligotrophes boisées, criblées de dépressions thermokarstiques et de petits lacs, et aussi de tourbières minérotrophes (Dredge et Nixon, 1979).

Les plages graveleuses soulevées forment des successions continues de crêtes sur les côtes nord et sud-est de l'île Somerset, sur une grande partie de la côte ouest de la péninsule de Boothia, et dans les secteurs plus inclinés des basses terres de Prince of Wales, de Simpson et de Rasmussen. La formation de ces plages est le résultat de l'érosion par les vagues d'un till pierreux fortement calcaire; elles ont généralement moins d'un mètre d'épaisseur, la surface du till formant un pavage à mesure que s'effectue l'essorage des fines. Les successions continues de plages soulevées sont rares dans le Bouclier canadien, sauf sur les flancs des dépôts fluvioglaciaires. On rencontre les meilleurs exemples de plages de ce type sur le littoral de la baie d'Hudson. Des plages isolées, composées surtout de sables et de graviers fins, mais parfois aussi de blocs, ont été formées sur les rives de lacs proglaciaires. Même si le volume de sédiments que contiennent ces plages est faible, ces dernières jouent un rôle important dans la reconstitution de l'évolution et de l'extension des lacs proglaciaires.

Les alluvions postglaciaires et les dépôts deltaïques couvrent de petites surfaces, mais ils sont localement plus importants aux endroits où d'abondants matériaux ont été introduits par l'érosion de sédiments glaciomarins ou de

tills à texture fine, et où les cours d'eau sont superposés sur des sédiments fluvioglaciaires.

Il existe dans toute la région de petites zones soumises à une érosion et à une sédimentation éoliennes actives, surtout sur et à proximité des eskers du Keewatin. Les dépôts éoliens occupent de grandes zones là où ils remanient les dépôts de plaine d'épandage ou des sables marins soulevés. Il existe dans l'est et le nord-ouest de l'île Prince of Wales, dans l'est de la péninsule d'Adelaide et près du secteur amont de la baie Wager, plusieurs vastes zones où la déflation éolienne est manifeste sur des superficies de 100 km^2, et parfois davantage. Les seuls grands dépôts éoliens sont ceux du nord de la Saskatchewan (David, 1977; Smith, 1978; Schreiner, 1984, p. 28). Les grands champs de dunes sableuses actives aux environs du lac Athabasca proviennent de sédiments deltaïques déposés dans le Lac glaciaire McConnell. Les zones de dunes inactives sont nombreuses au nord et au sud de la Moraine de Cree Lake (voir la carte 1702A pour la localisation des moraines auxquelle a été attribué un nom).

Matériaux glaciaires

Étant donné l'échelle régionale à laquelle a été établi ce rapport, seuls trois types de sédiments glacigéniques — tills, sédiments glaciolacustres et sédiments glaciomarins — occupent des étendues significatives. Toutefois, les dépôts fluvioglaciaires, qui se présentent surtout sous forme d'eskers et d'épandages fluvioglaciaires en bordure des eskers sont à la fois communs et volumineux dans tous les secteurs du Keewatin, du Mackenzie, du Manitoba et de la Saskatchewan faisant partie du Bouclier canadien.

Till

Le till est de loin le dépôt glaciaire le plus répandu, et aussi celui qui manifeste la morphologie et la composition les plus variées. En général, le till atteint une épaisseur maximum là où il recouvre des roches sédimentaires d'âge paléozoïque ou protérozoïque, et où de grandes quantités de débris provenant de ces roches ont été entraînés sur le Bouclier. Donc, au nord, des tills épais occupent les basses terres de Prince of Wales, la presque totalité des basses terres de Rasmussen et Simpson, et plusieurs zones sur le versant ouest du plateau de Boothia. Au sud, des tills épais recouvrent les basses terres de la baie d'Hudson et les terrains adjacents du Bouclier à l'ouest (ce chapitre, Dredge et Cowan, 1989). À l'ouest, le till a une épaisseur moyenne de 20 m sur le Grès d'Athabasca, et y atteint parfois 37 m; ce till épais s'étend aussi à l'aval glaciaire du grès (Schreiner, 1984, p. 16). Ces secteurs de till épais forment habituellement de vastes champs de drumlins caractérisés par un relief local de 10 à 40 m, mais il existe aussi de grandes moraines frontales et des complexes morainiques frontaux formés de till dont la hauteur varie entre 30 et 80 m, surtout dans les parties nord-ouest et centre est de l'île Prince of Wales, dans l'île King William et dans les basses terres de Simpson.

Le till est mince ou inexistant sur les roches sédimentaires de la partie nord-est de l'île Somerset, sans doute parce que cette région était recouverte d'une calotte glaciaire à base froide durant la dernière glaciation. Le till est également mince sur les roches sédimentaires des basses terres d'Abernethy dans la partie nord-est de la péninsule de Boothia, probablement parce que ces basses terres s'étendent à l'aval glaciaire des roches résistantes du plateau de Boothia.

Une grande partie du terrain précambrien est recouverte d'un placage de till mince et discontinu, et la roche affleure souvent en surface, mais il existe également de vastes secteurs où le till est assez épais pour former des terrains drumlinisés et fuselés et moins souvent, de vastes champs de moraines côtelées (Aylsworth et Shilts, 1985). Dans ces secteurs, le till a probablement une épaisseur de 5 à 20 m, ce qui représente la hauteur qu'ont ces formes de relief.

Morphologie

Dans la région, le till présente diverses formes de relief, en particulier des formes morainiques profilées, des moraines frontales de taille plus ou moins grande, et des moraines côtelées. Bien que l'on ait cartographié relativement en détail ces formes et qu'on les ait largement utilisées pour reconstituer l'histoire de la déglaciation, leur composition et structure internes sont encore peu connues.

Parmi les formes les plus intéressantes composées de till dans cette région, citons les moraines côtelées (fig. 3-8). Ces moraines asymétriques ont une orientation transversale à l'écoulement glaciaire, leur plus forte pente étant tournée vers l'aval glaciaire. Dans le Keewatin et au Manitoba, les moraines côtelées forment de longs cortèges qui alternent avec des zones drumlinisées. Parfois, surtout près du bord des cortèges de moraines côtelées, des drumlins et des flûtes sont superposés sur les formes côtelées, et en de nombreux endroits les eskers, plus récents que les moraines, traversent les cortèges de moraines côtelées. Selon Lee (1959a) et Shilts (1977), les moraines côtelées résulteraient de l'empilement d'écailles de glaces chargées de débris intraglaciaires. Ces moraines sont composées d'un till grossier, très fortement blocailleux; Lee (1959a) et Dredge et al. (1986) ont observé que les dépressions entre les moraines sont occupées par des felsenmeer et que les crêtes morainiques adjacentes sont formées d'écailles de felsenmeer. Il est évident dans ce cas que les felsenmeer sont plus anciens que les moraines côtelées; ils ont pu se former en milieu sous-glaciaire durant le Wisconsinien, ou en milieu subaérien durant l'interglaciaire précédent.

Figure 3.8. Vue oblique d'un champ de moraines côtelées. 204035-C.

Les zones alternées de moraines côtelées et de drumlins reflètent peut-être une alternance des caractéristiques des glaces basales immédiatement avant le dépôt des matériaux glaciaires. On peut présumer que les cortèges de drumlins se sont formés dans des conditions d'écoulement en extension tandis que les cortèges de moraines côtelées se sont formés dans des conditions d'écoulement en compression qui ont causé le cisaillement et l'empilement de zones de débris. Il est possible que le régime d'écoulement en compression ait été causé soit par le gel du lit sous-glaciaire, soit par une charge excessive de débris grossiers. En fait, il est possible que la charge de débris ait créé des conditions favorables au gel du lit en réduisant la vitesse d'écoulement basale, donc la quantité de chaleur engendrée par les frottements. Mais il est plus probable que ce soit le caractère grossier des débris entraînés, et non leur volume, qui ait entraîné la réduction des vitesses d'écoulement et le régime de compression sur les cortèges de moraines cotelées, étant donné qu'à la fois les drumlins et les moraines côtelées semblent avoir été déposés par de la glace fortement chargée de débris. Gilchrist (1982, p. 184) a suggéré que la texture avait favorisé la formation de moraines côtelées plutôt que de drumlins: « À mon avis, les moraines côtelées représentent des drumlins potentiels qui n'avaient pas une composition suffisamment argileuse pour être modelés en forme de cuiller ». Quant à nous, nous estimons que les cortèges alternés de moraines côtelées et drumlimisées sont nécessairement le résultat de processus glaciologiques, et non de la pétrologie ou de la texture.

À l'échelle régionale, les champs de moraines côtelées sont concentrés dans une zone en forme de croissant qui souligne la moitié sud de la ligne de partage glaciaire du Keewatin (Lee, 1959a; Aylsworth et Shilts, 1985). Étant donné la relation spatiale existant entre les champs de moraines côtelées et de drumlins et la position finale de la ligne de partage glaciaire, l'époque et la durée possibles de leur formation se limitent à la période tardiglaciaire. Les moraines côtelées sont aussi associées à la sédimentation tardiglaciaire à proximité des lignes de partage glaciaire au Québec-Labrador et à Terre-Neuve (Henderson, 1959; Hughes, 1964; Cowan, 1968; Shilts et al., 1987), et elles sont rares dans les régions éloignées des lignes de partage glaciaire (Prest et al., 1968).

Peu de recherches ont été faites sur la composition et la structure internes des drumlins et des autres formes glaciaires profilées dans la région. Cependant, les échantillonnages faits sur des milliers de sites montrent que ces formes sont composés de till au moins dans leur partie supérieure. Généralement, ce till ne diffère des tills non profilés que par son épaisseur; la plupart des tills dont l'épaisseur dépasse 5 à 10 m sont drumlinisés ou fuselés, ou encore côtelés.

Shaw et Kvill (1984) ont examiné trois coupes pratiquées dans des formes drumlinoïdes recouvrant le grès d'Athabasca, et constaté que ces formes sont composées principalement de dépôts triés par l'eau. Ils en ont conclu que ces drumlins ont été déposés dans des cavités sous-glaciaires et que le vaste champ de drumlins de la région de l'Athabasca pourrait être une structure fluvioglaciaire géante formée par d'immenses inondations d'eaux de fonte sous-glaciaires, atteignant de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de profondeur. Ils ont fait remarquer que d'aussi importantes nappes d'eaux de fonte sous de vastes régions de l'Inlandsis laurentidien, pouvaient provoquer des crues glaciaires gigantesques. Sharpe (1985) a observé des sédiments similaires dans les drumlins et cannelures de l'île Victoria, et en a conclu que le recoupement des champs de drumlins y a été causé par une réorientation de l'écoulement des nappes d'eaux de fonte sous de la glace stagnante. Par conséquent, le mécanisme proposé par Sharpe diffère substantiellement de celui de Shaw et Kvill, leur théorie invoquant un rehaussement de l'activité glaciaire (crues) tandis que la sienne fait appel à une stagnation glaciaire. Cependant, l'un et l'autre modèles indiquent la libération de volumes considérables d'eaux de fonte chargées de sédiments au front glaciaire. D'après ce modèle, des dépôts très caractéristiques devraient se former à la marge glaciaire, et sur de vastes étendues devraient se déposer, soit des sédiments glaciomarins (par ex.: à l'île Victoria), soit des sédiments glaciolacustres (par ex.: dans les lacs glaciaires Agassiz, McConnel, Cree, ou Wollaston dans le nord de la Saskatchewan), soit des sédiments fluvioglaciaires lorsque les eaux débouchaient en milieu subaérien.

Par endroits, les champs de drumlins sont intimement associés à de grandes moraines frontales composées de till, comme le Système morainique de Chantrey dans le nord du Keewatin (Dyke, 1984). Il est improbable que des moraines frontales de ce type se soient déposées sur des marges glaciaires au débouché de gigantesques nappes d'eau, parce que les débris nécessaires à l'édification de la moraine auraient été balayés. Il faut aussi noter que l'étude de Schreiner (1984) sur les drumlins surmontant le grès d'Athabasca a indiqué la présence de till dans la plupart, sinon tous les sites.

À d'autres endroits, les drumlins et les moraines fuselées passent latéralement aux moraines côtelées ou leur sont superposées. Donc l'hypothèse d'une action des eaux de fonte doit être élargie de façon à inclure la formation de moraines côtelées accompagnant celle de drumlins, ces deux types morphologiques formant des zones alternées, ou bien à inclure la préservation des moraines côtelées durant la formation ultérieure des drumlins et moraines fuselées.

Schreiner (1984, p. 21) mentionne une forme drumlinoïde particulièrement allongée que Tyrrell et Dowling (1896) nomment « Ispatinow », terme cree signifiant « colline remarquable ». Ces formes sont « liées à la présence de sédiments très sableux et sont associées aux lacs glaciaires. Elles sont principalement concentrées dans les bassins de lacs glaciaires » du nord de la Saskatchewan.

Un autre détail remarquable de la couverture de till dans le nord du district de Keewatin et le nord-est du district de Mackenzie est la présence d'une série de moraines frontales emboîtées qui décrivent un arc tranversant toute la région et qui se prolongent vers l'est jusque dans la péninsule de Melville et dans l'île de Baffin. Ces moraines, localement appelées Moraine de MacAlpine (Falconer et al., 1965, Blake, 1963) et Système morainique de Chantrey (Dyke, 1984), ont été pour la première fois identifiées comme formant un ensemble morphologique par Falconer et al. (1965), et constituent probablement le plus long complexe de moraines frontales au monde (carte 1702A). Bien que des dépôts ou formes juxtaglaciaires plus récents, notamment ceux associés à des lacs de barrage glaciaire, existent du côté proximal du complexe morainique, ces moraines représentent apparemment la dernière pause ou réavancée d'origine climatique des Glaces du Keewatin

(Dyke, 1984). Excepté la grande Moraine de Cree Lake (carte 1702A), aucune moraine frontale d'importance n'a été créée par le retrait des marges ouest, sud ou sud-est des Glaces du Keewatin dans les limites du Bouclier canadien. La plupart du temps, ces marges se trouvaient dans les eaux profondes du Lac Agassiz ou de la Mer de Tyrrell et la sédimentation juxtaglaciaire a principalement formé de courts segments d'eskers et des deltas kames. La Moraine de Cree Lake (Schreiner, 1984, p. 16) s'étend sur environ 800 km à travers le Bouclier canadien en Saskatchewan, dans l'est au Manitoba, et dans le nord-ouest en Alberta. Sur une grande partie de sa longueur, la moraine se compose de till, mais de grands kames et des deltas kames occupent des lacunes dans la moraine et sont situées à l'extrémité de tronçons composés de till. La présence de moraines fuselées au nord de la moraine suggère que l'édification de la moraine a été accompagnée d'une réavancée glaciaire. La moraine marque la dernière position bien définie de ce segment de la marge des Glaces du Keewatin.

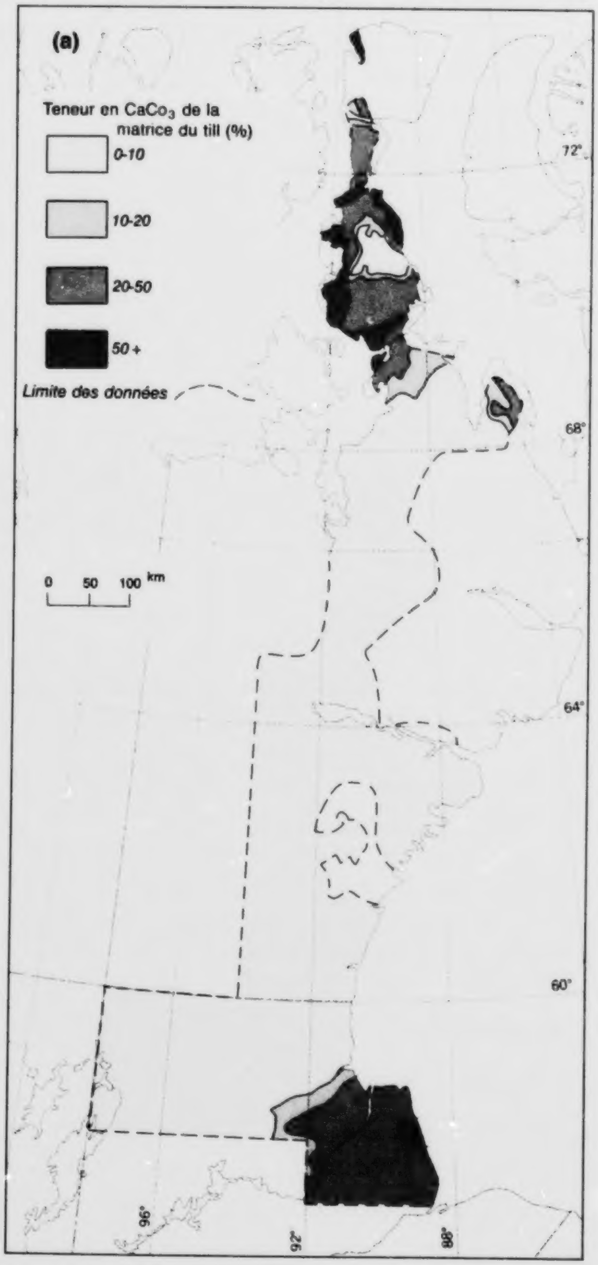


Figure 3.9a. Teneur en carbonates de la matrice du till de l'île Somerset au Manitoba.

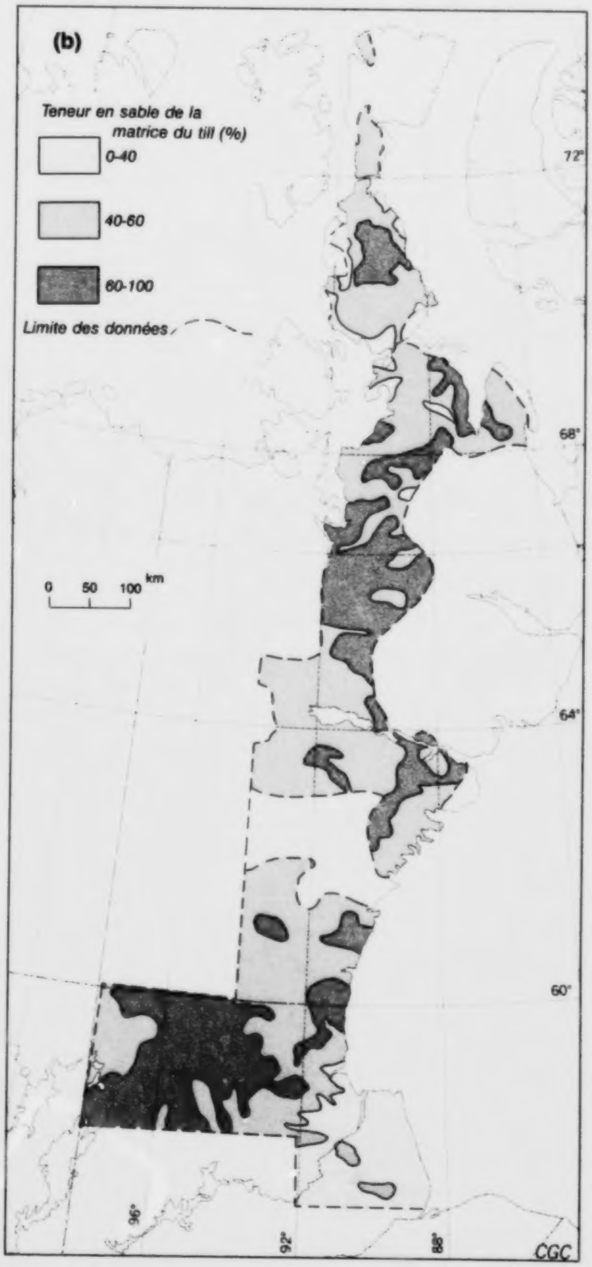


Figure 3.9b. Teneur en sable de la matrice du till de l'île Somerset au Manitoba.

Des moraines de De Geer ont été déposées dans plusieurs parties de la région étudiée. Elles sont bien développées le long du littoral sud de la baie d'Hudson où elles indiquent un taux de retrait d'environ 240 m/an (Lee, 1959a) et dans le nord du Manitoba où elles indiquent un taux de retrait d'environ 1,5 km/an sur une période de 132 ans. Des moraines de De Geer se sont aussi formées dans la partie nord de la région. C'est au sud et à l'ouest de l'inlet Chantrey qu'elles sont le plus nettes; elles y forment une série de crêtes parallèles très rapprochées qui dominent de 1 à 2 m une plaine silteuse glaciomarine ou qui ornent les flancs et les sommets de drumlins. La plupart des crêtes ont quelques mètres de largeur, et ne peuvent être suivies latéralement que sur quelques centaines de mètres. Cependant, plusieurs crêtes atteignent une hauteur de 5 à 10 m et s'étendent sur des dizaines de kilomètres. Ces crêtes plus grandes sont caractérisées par des flancs proximaux festonnés et par des renflements distaux qui évoquent, leur taille exceptée, les remparts des moraines de poussée. Il est probable que ces grandes crêtes représentent des positions marginales qui ont duré plus d'une saison, et qu'elles sont corrélatives de certaines crêtes du Système morainique de Chantrey. Schreiner (1984: planches 13 et 14) a cartographié des moraines de De Geer dans la partie sud du bassin du lac McConnell, ainsi que de petites crêtes morainiques très rapprochées et formées en milieu subaérien. Les crêtes des deux types de moraines sont à peu près également espacées.

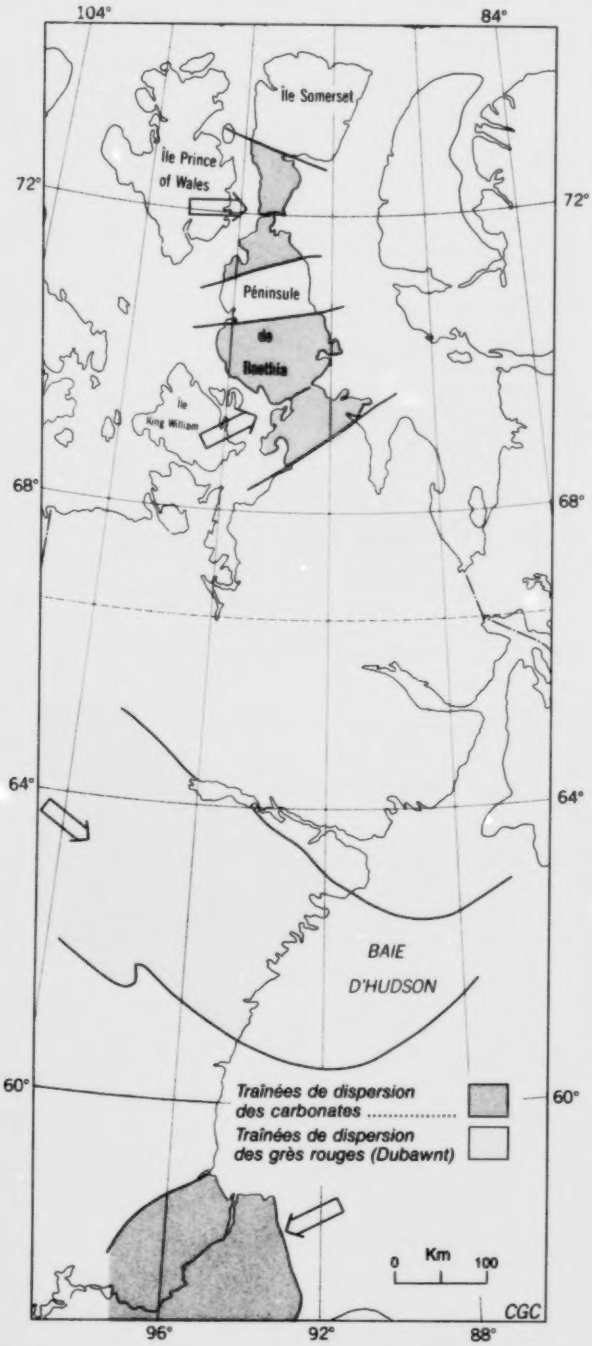


Figure 3.10. Grandes traînées de dispersion glaciaire dans le nord-ouest du Bouclier canadien.

Composition

La composition du till a été étudiée de façon assez détaillée dans un corridor allant de l'île Somerset à la partie centre nord du Manitoba, et dans le nord de la Saskatchewan. La plupart des recherches portaient sur le till de surface; toutefois, dans certaines coupes, la couleur, la texture et les différences lithologiques des tills, ainsi que la présence de paléosols, suggèrent qu'il existe plusieurs tills. Mais dans la plupart des cas, rien n'indique que les tills d'apparence différente sont d'âge nettement différent, et l'on pourrait attribuer certaines variations, soit à des changements de faciès à l'intérieur d'un même till, soit à des changements de direction d'écoulement glaciaire.

Dans une large mesure, le till hérite ses caractères texturaux et lithiques des matériaux dont il provient, et les variations latérales observées dans ce till révèlent les directions régionales de l'écoulement glaciaire. Dans la région du Bouclier, le till provient principalement de roches ignées et métamorphiques à structure grenue. Le till provenant des matériaux du socle précambrien contient une faible quantité (<2%) mais une grande variété de minéraux lourds de la taille des sables, et la composition de ces minéraux lourds varie radicalement sur de courtes distances en raison de la structure complexe, des contrastes lithologiques et des divers degrés métamorphiques du socle; la fraction argileuse est caractérisée par une importante composante quartzo-feldspathique mêlée à des quantités significatives de chlorite et d'illite (Shilts, 1977, p. 203). Les tills dérivés de grandes masses gréseuses, telles le Grès d'Athabasca (protérozoïque) en Saskatchewan, la Formation de Thelon dans l'est du district de Mackenzie et l'ouest du Keewatin, ou bien le Grès de Peel Sound (paléozoïque) dans l'île Prince of Wales et l'île Somerset, sont plus uniformes à la fois du point du vue de la lithologie des clastes et de la composition de la matrice.

La teneur en carbonates de la matrice du till et la teneur en calcaire et dolomite de sa fraction granulaire (2-4 mm) permettent de définir trois grands traînées de dispersion qui s'étendent jusque sur les roches cristallines du Bouclier canadien (fig. 3-9a, 3-10). Deux de ces traînées de dispersion sont situées dans le plateau de Boothia (Dyke,

1984). Elles ont respectivement 150 km et 210 km de large, et les débris calcaires qu'elles contiennent ont été transportés vers l'est sur au moins 100 km. Elles ont des bordures très nettement définies et des zones centrales composées de matériaux de provenance plus lointaine. Ce qui représente très probablement le prolongement amont de la traînée septentrionale de dispersion est identifiable sur les images de satellite et sur les photographies aériennes de l'île Prince of Wales, où le till gris chargé de débris calcaires et dolomitiques s'étend vers l'est sous forme d'une traînée distinctive traversant des grès rouges et des conglomérats (fig. 3-11). La troisième grande traînée de dispersion de roches carbonatées s'étend vers le sud-ouest dans le Bouclier à partir du bassin d'Hudson. Cette traînée a une bordure nord nettement définie marquant la jonction entre les glaces qui provenaient de la baie d'Hudson et celles qui provenaient du Keewatin. La zone de confluence des glaces d'Hudson et du Keewatin n'était pas stationnaire, et par endroits les Glaces du Keewatin ont chevauché un till silteux et calcaire plus ancien provenant des terrains de la baie d'Hudson, et ont laissé un till caractérisé par une teneur beaucoup plus élevée en silt et en carbonates que le till typique du Keewatin.

La traînée de dispersion la plus longue que l'on ait identifiée jusqu'à maintenant se compose d'un till à matrice rouge et à erratiques rouges dérivés du Groupe de Dubawnt, situé au centre du district de Keewatin (fig. 3-10). Le pigment rouge est de l'hématite finement broyée contenue dans la fraction argileuse, de sorte qu'en éliminant l'argile, on obtient un résidu rose ou gris (Shilts, 178, p. 1058). Le till rouge est généralement pauvre en éléments traces, de sorte que plusieurs zones à l'intérieur de cette traînée de till sont caractérisées par des teneurs

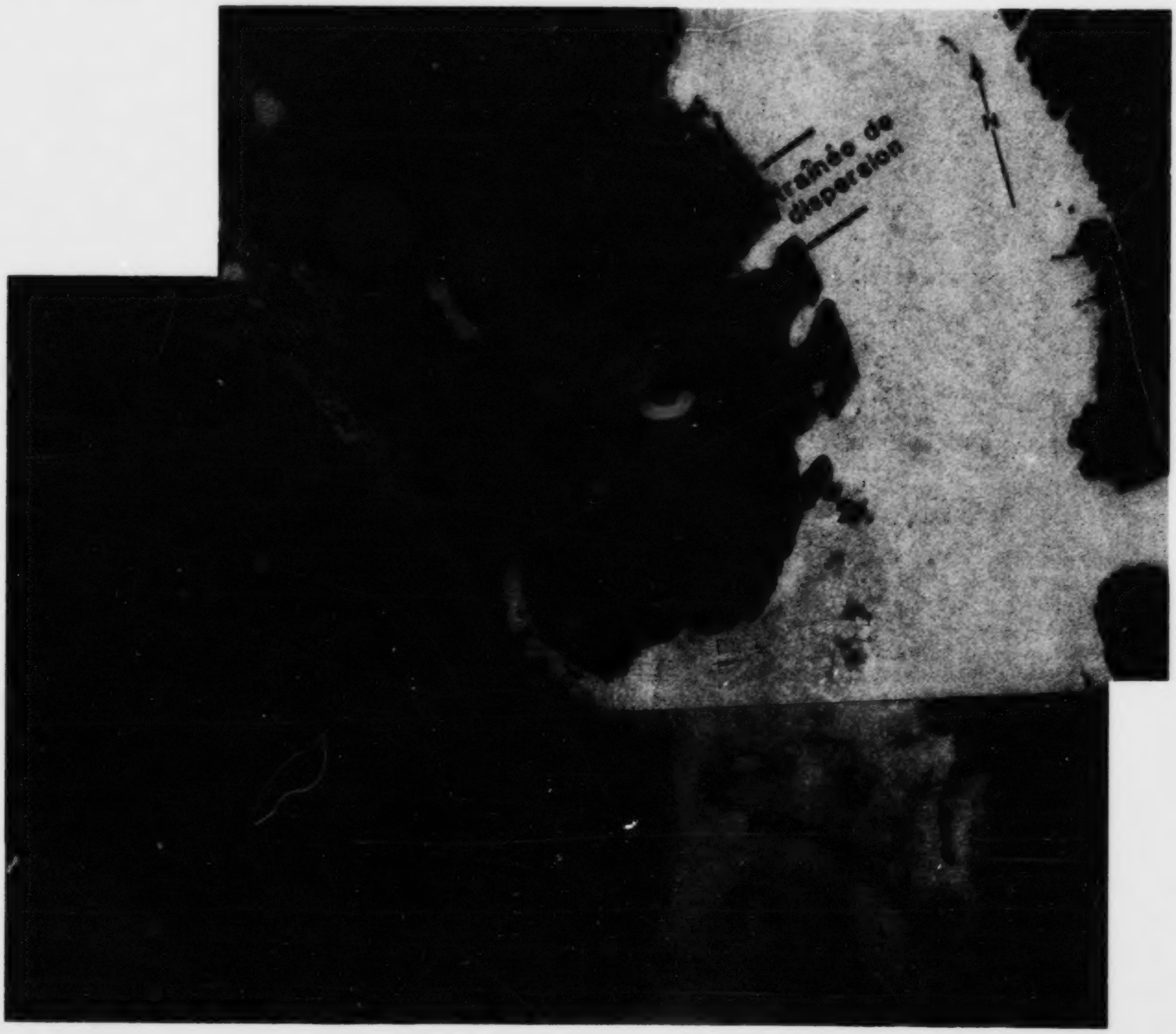


Figure 3.11. Image Landsat d'une traînée de dispersion de carbonates dans l'île Prince of Wales. Noter le recoupement entre cette traînée et la direction régionale de l'écoulement glaciaire vers le nord.

appauvries en métaux lourds (DiLabio, 1989). Ce till s'étend vers le sud-est où il se prolonge jusqu'à la baie d'Hudson; il permet de définir une traînée de dispersion large de 150 km et longue d'au moins 300 km (Shilts et al., 1979). En fait, des galets et des blocs caractéristiques des formations rouges de Pitz et de Christopher Island du Groupe de Dubawnt existent en grand nombre à l'île Coats, dans la partie centre nord de la baie d'Hudson (Shilts, 1980, p. 3), et permettent d'identifier la traînée de dispersion sur une longueur d'au moins 800 km.

Une autre grande traînée de dispersion provenant du Grès d'Athabasca (présent dans le sous-sol de la plaine d'Athabasca, fig. 3-8) s'étend vers le sud-ouest, conformément à la direction générale des drumlins du till de surface; ses dimensions exactes n'ont pas été cartographiées, mais des galets composés du Grès d'Athabasca ont été signalés dans le sud de l'Alberta (I. Shetsen, Conseil de recherches de l'Alberta, communication personnelle, 1984). Le till est gris clair, gris ou rosâtre, selon la couleur du grès parental qui, selon la teneur en hématite, varie de blanc, à rose, à violet (Schreiner, 1984, p. 14, 30). Il serait très utile de suivre dans le sens d'écoulement des glaces, la traînée de dispersion d'Athabasca sur les sédiments phanérozoïques des Plaines intérieures, afin de déduire les distances parcourues et la durée relative des diverses phases d'écoulement glaciaire.

Bien que les grandes traînées de dispersion identifiées ci-dessus soient les plus remarquables, et les plus utiles aux fins des reconstitution régionales de l'inlandsis, il en existe de nombreuses autres dont seules quelques-unes ont été cartographiées. Les plus petites traînées identifiées sont habituellement composées de matériaux transportés sur quelques kilomètres ou même sur quelques dizaines de mètres seulement, mais lorsqu'elles contiennent des minéraux d'intérêt économique, ces traînées deviennent des cibles particulièrement intéressantes pour la prospection. Parmi les petites traînées identifiées, il en existe une de 16 km de longueur et de 1,5 km de largeur, de forme rubanée, contenant des grenats, et située à proximité du lac Kaminak dans le centre du Keewatin (Shilts, 1975); il existe aussi des traînées similaires enrichies en grenats et qui s'étendent sur moins de 10 km de longueur, dans la partie nord du Manitoba (Dredge, 1981), et une traînée minéralisée en zinc, cuivre, nickel, d'environ 10 km de longueur dans la péninsule de Boothia (Dyke, 1980b). De toute évidence, à l'intérieur d'une même région, on peut trouver un till de provenance locale à côté, au-dessus ou au-dessous d'un till de provenance lointaine. Ces contrastes peuvent être le résultat de différences latérales et verticales des vitesses d'écoulement glaciaire, de différences dans la durée ou la direction d'écoulement, ou des phases initiales ou tardives d'entraînement des débris.

Les tills varient fortement du point de vue de leur composition chimique et de la lithologie de leurs clastes, donc aussi du point de vue de leur texture (fig. 3-9b). Des tills à texture fine surmontent les roches carbonatées et comprennent les traînées de dispersion de carbonates. Le till de la traînée de Dubawnt est également riche en silt et argile (Shilts, 1973, p. 3). De petits dépôts de till à texture fine se sont formés par suite des réavancées dans les lacs glaciaires, par exemple dans le nord de la Saskatchewan (Schreiner, 1984, p. 30). Des tills extrêmement sableux, dans lesquels plus de 60% de la matrice est composée par la fraction sableuse, couvrent de grandes régions du centre de la péninsule de Boothia, du centre nord du Keewatin et du nord du Manitoba ainsi que les régions dont le substratum est formé par les grès d'Athabasca et de Thelon. Ces tills très sableux sont dérivés de gneiss locaux et de grès protérozoïques faiblement cimentés. Le till des parties centrale et sud du district de Keewatin est un peu moins sableux. Compte tenu de l'important couvert de blocs sur le till de la région centrale de Boothia, Boydell et al. (1975) ont décrit ce till comme étant un felsenmeer, et il est d'ailleurs possible que ce till soit dérivé d'un felsenmeer interglaciaire qui n'a été que peu modifié par l'action des glaciers. Il est également possible que les tills extrêmement blocailleux que contiennent certains champs de moraines côtelées aient pour origine des felsenmeer.

Toutefois, nous avons des raisons de croire que le till sableux du nord du district de Keewatin n'est pas seulement un till immature, mais aussi le résultat d'un appauvrissement en particules fines dans la glace basale riche en débris. Ce till sableux s'étend à l'amont glaciaire de vastes dépôts de silts et argiles glaciomarins épais. Si ces matériaux s'étaient déposés avec le till, ce dernier aurait contenu deux fois plus de silt et beaucoup plus d'argile. Les principaux conduits qui ont transporté les particules fines jusqu'à la mer étaient sans aucun doute les nombreux systèmes d'eskers qui traversent la région. Toutefois, à l'échelle régionale, le till sableux occupe des centaines de kilomètres carrés. Ceci nécessiterait l'existence d'un mécanisme comparable à un ruissellement en nappe généralisé à la base de l'inlandsis, et acheminant les matériaux fins vers les systèmes d'eskers.

Contrairement au till sableux du centre de la péninsule de Boothia, presque partout couvert de blocs, le till sableux du nord du Keewatin porte une couverture blocailleuse de densité variable. Des secteurs de plusieurs dizaines de kilomètres carrés sont presque entièrement couverts de blocs, mais le plus souvent la couverture de blocs n'occupe que 20 à 30% du terrain. Les tills extrêmement blocailleux qui ressemblent à un felsenmeer, sont peut-être le produit final d'un ruissellement sous-glaciaire en nappe qui serait parvenu à un ultime stade de développement. Toutefois, même dans ces régions, les vestiges drumlinoïdes sont identifiables, et montrent que ces régions ne sont pas seulement des zones de roches gélifractées formées durant le postglaciaire ou ayant survécu à la glaciation.

Sédiments fluvioglaciaires

Des sédiments fluvioglaciaires sont présents dans toute la région, même si leur distribution n'est aucunement uniforme. Les eskers sont relativement rares et courts à l'île Somerset, l'île Prince of Wales, l'île King William et la péninsule de Boothia; à l'échelle régionale, les eskers ne présentent pas une organisation spatiale cohérente. Toutefois, dans la plus grande partie du Keewatin et de l'est du district de Mackenzie, de nombreux eskers, beaucoup plus longs, sont orientés selon un gigantesque réseau d'écoulement radial émanant de la ligne de partage glaciaire du Keewatin (Lee, 1959a). À une échelle un peu plus petite, les eskers de la partie nord-ouest du Bouclier canadien sont parallèles, et ne montrent que rarement, ou même jamais, plus de deux ordres de tributaires, au sens attribué par Horton (1945) (Banerjee et McDonald, 1975). Les eskers ont un espacement régulier, variant de 12 à 15 km (Banerjee et McDonald, 1975; St-Onge, 1984), qui est probablement fonction du débit minimum nécessaire pour empêcher

l'obstruction du tunnel sous-glaciaire et de la dimension approximativement égale de chacun des bassins de réception des eskers, elle-même fonction de l'érodibilité uniforme et de la pente de la surface glaciaire. De nombreux eskers s'étendent sur plus de 100 km; l'esker de Thelon, avec plus de 800 km, est probablement le plus long du monde. Mais nous ne voulons pas suggérer que les eskers se sont formés en même temps sur toute leur longueur ou que le réseau tout entier d'eskers s'est formé simultanément, car à une échelle plus locale, les divers groupes d'eskers montrent des changements d'orientation conformes aux changements de direction des drumlins et moraines fuselées, donc aux migrations de la position de la ligne de partage glaciaire. Même si l'abondance et la continuité des eskers témoignent d'un écoulement glaciaire plutôt lent ou plus probablement, de l'existence de grandes quantités d'eaux de fonte dans les Glaces du Keewatin, le fait que des segments d'eskers progressivement plus jeunes soient accompagnés de drumlins et de moraines fuselées aussi progressivement plus jeunes suggère que la glace n'était pas stagnante (cf. Shilts, 1985).

L'élément le plus visible des systèmes d'eskers est la crête de l'esker. Elle peut être droite ou anastomosée, ou encore décrire des méandres, dépendamment du gradient hydraulique ou de la charge sédimentaire. En de nombreux endroits, les eskers sont flanqués par des surfaces rocheuses façonnées par les eaux de fonte (par ex, St-Onge, 1984); ces phénomènes sont d'origine sous-glaciaire. Bien qu'ils soient surtout composés de sables et de graviers, de nombreux eskers contiennent de courts segments presque entièrement composés de blocs. Selon St-Onge, ceux-ci indiqueraient des endroits où les tunnels intraglaciaires plongeaient jusqu'au lit glaciaire. Les eskers formés audessus du niveau de la mer ou du niveau d'un lac sont flanqués de façon intermittente par des épandages fluvioglaciaires disposés en terrasses et souvent criblés de kettles. Shilts (1984c) a suggéré que la majeure partie de ces épandages fluvioglaciaires se sont déposés sur des glaces minces couvertes de débris. Là où les eaux des eskers se déversaient dans des nappes d'eau, la diminution soudaine de leur compétence a favorisé la formation de buttes d'eskers ou de deltas kames. C'est pourquoi de nombreux eskers formés dans des bassins glaciolacustres ou sous la limite marine sont disposés en chapelets. Il est difficile d'expliquer l'absence de sédimentation juxtaglaciaire (deltas, cônes fluvioglaciaires) entre les buttes d'eskers. Il est possible qu'elle soit due à de brefs reculs rapides de la position de la marge glaciaire en raison du vêlage ou bien à des apports sédimendaires intermittents peut-être contrôlés par des épisodes intermittents de remplissage de sédiments dans les tunnels d'eskers.

Le plus gros dépôt fluvioglaciaire de cette région est la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife, marquant la convergence entre les Glaces du Keewatin qui s'écoulaient vers le sud et les Glaces d'Hudson qui s'écoulaient vers l'ouest lors de la déglaciation (carte 1702A). La moraine se compose de larges segments en forme de crêtes, contenant des sables stratifiés, des sables graveleux et du till. Les segments individuels varient en longueur (3-12 km), en hauteur (10-60 m) et en largeur (1-4 km). Cette moraine s'étend vers le nord à partir de la rivière Burntwood, puis se dirige vers l'est au nord du lac North Knife, où elle forme une butte massive de forme arquée, haute de 60 m.

On rencontre également dans le nord du Manitoba des moraines radiales (kames). Ce sont des dépôts volumineux ressemblant à des eskers, et dont l'origine est comparable à celle des moraines interlobaires puisqu'elles se sont formées dans des zones d'écoulement relativement lent entre des courants glaciaires. Les écoulements glaciaires montrent une légère convergence vers ces moraines. Elles ont généralement 20 à 30 m de hauteur, 50 à 200 m de largeur et 10 à 100 km de longueur. Les moraines frontales de kame s'étalent comme des ailes à partir de ces crêtes. Les deux plus grandes moraines radiales, qui initialement ont été identifiées par Alcock (1921) comme étant des moraines frontales, sont situées à l'est et au sud de la rivière South Seal.

Il existe dans le nord de la Saskatchewan une troisième variété de dépôts fluvioglaciaires interlobaires. De grandes plaines d'épandage criblées de nombreux kettles et comportant de petites crêtes d'eskers et des marges parallèles, droites à légèrement incurvées, s'allongent selon la direction régionale de l'écoulement glaciaire. Schreiner (1984, p. 19) a conclu que ces sédiments s'étaient déposés dans des chenaux supraglaciaires ouverts, donc en milieu subaérien, formés dans une zone marginale et stagnante de l'inlandsis. Une tranchée creusée dans l'un de ces dépôts a révélé plus de 60 m de sables stratifiés, comportant quelques couches de graviers.

Il existe dans le nord du Manitoba et le sud du Keewatin, près de la baie d'Hudson, plusieurs zones allongées de crêtes conjuguées ou réticulées, s'étendant chacune sur 15 à 20 km de longueur et 1 à 2 km de largeur. Ces crêtes sont composées de sables graveleux accompagnés de bouchons de till, et les zones de crêtes s'allongent entre des bandes de moraines côtelées. Ces zones de crêtes conjuguées ou réticulées sont présumément des remplissages de crevasses et marquent des régions où les Glaces du Keewatin sont devenues stagnantes, peut-être après s'être détachées de la masse glaciaire principale.

Dans de nombreux secteurs, les eaux fluvioglaciaires ont entaillé des chenaux, qui sont particulièrement fréquents à la fois sur le till et le substratum rocheux dans toute la région; l'étude de ces chenaux fluvioglaciaires nous a largement permis de reconstituer le schéma du retrait des marges glaciaires décrit plus loin. Les chenaux fluvioglaciaires latéraux sont fréquents dans les îles Somerset et Prince of Wales et dans la région centrale de la péninsule de Boothia. Ils sont rares dans le district de Keewatin et au Manitoba, où les chenaux sous-glaciaires et proglaciaires sont fréquents.

Sédiments glaciolacustres

Des douzaines de petits lacs glaciaires se sont formés dans la péninsule de Boothia et dans le nord-est du Keewatin durant la déglaciation (Thomas et Dyke, 1982a-f; Dyke, 1984), mais ces lacs ont laissé des quantités minimes de sédiments et sont principalement identifiables par leurs lignes de rivages faiblement développées. Un lac d'évolution plus complexe s'est formé dans la vallée de la rivière Coppermine (St-Onge, 1980) et d'épaisses rythmites deltaïques et d'eau profonde s'y sont accumulées. La partie est du Lac glaciaire McConnell (carte 1703A) a recouvert en partie la marge ouest du Bouclier canadien (Craig, 1965a; St-Onge et Dredge, 1985) et d'autres lacs importants sont apparus dans les bassins de Contwoyto, de Dubawnt, de Thelon et de Kazan (carte 1703A; Prest et al., 1968) mais peu de sédiments s'y sont accumulés.

Le plus grand lac glaciaire, le Lac Agassiz (carte 1703A), s'étendait le long de la majeure partie de la marge sud des Glaces du Keewatin pendant la déglaciation, et influençait à la fois la dynamique et la disposition des marges glaciaires en recul (Dredge, 1983a; Schreiner, 1984). Dans les parties plus basses et plus méridionales du bassin d'Agassiz, les principaux dépôts sont des silts légèrement calcaires, rougeâtres ou gris, localement varvés, mais typiquement massifs, qui représentent un mélange de matériaux en provenance du Keewatin et de la baie d'Hudson. La séquence lacustre est généralement sableuse à la base et plus silteuse et argileuse au sommet. À des altitudes plus élevées et à la périphérie septentrionale du bassin lacustre, les matériaux sont largement dérivés de débris directement issus de la fusion des Glaces du Keewatin, et du remaniement des tills sableux. Ces dépôts forment des plages ou une couverture sableuse non calcaire, généralement de moins de 2 m d'épaisseur. Les sédiments les plus épais se sont accumulés là où les chenaux fluvioglaciaires débouchaient dans le lac, et les positions successives du retrait de la marge glaciaire sont marquées par des rampes deltaïques et des moraines de kame. La surface des dépôts glaciolacustres est rayée par un réseau de sillons entrecroisés qu'a créés l'échouage des icebergs sur les hauts-fonds lacustres (Dredge, 1982).

Sédiments glaciomarins

Peu de sédiments glaciomarins se sont accumulés dans la partie nord-ouest de la Mer de Tyrrell (bassin de la baie d'Hudson), mais d'épais et vastes sédiments glaciomarins s'étendent à peu près sans interruption sur presque 350 km à partir de l'extrémité sud de la baie Committee vers l'ouest jusqu'à l'inlet Chantrey. Ils ont au moins 100 m d'épaisseur dans les grandes vallées. Dans ces régions, un important ravinement postglaciaire a créé une topographie de badlands. Il existe des sédiments glaciomarins sur une grande partie des basses terres comprises entre l'inlet Chantrey et l'inlet Bathurst, mais il n'atteignent que quelques mètres d'épaisseur et sont interrompus en de nombreux endroits par des buttes de till et des buttes rocheuses. Dans les basses terres de Bathurst, ces sédiments redeviennent plus épais, et des badlands s'y sont formés. À l'ouest de l'inlet Bathurst, la distribution des sédiments glaciomarins est mal connue, mais des sédiments glaciomarins à stratification rythmique atteignent une épaisseur de 70 m dans la région de la rivière Coppermine (St-Onge et Bruneau, 1982).

Les sédiments glaciomarins, qui dans la plupart des régions n'ont que quelques mètres d'épaisseur, occupent localement de nombreux bassins, dont la superficie varie entre quelques kilomètres carrés et quelques dizaines de kilomètres carrés, dans les îles King-William et Prince of Wales. Dans le nord-ouest de l'île Prince of Wales, les silts et argiles glaciomarins recouvrent de façon discontinue plusieurs centaines de kilomètres carrés, et le plus gros de ces dépôts est assez épais pour avoir permis le développement de badlands et de grandes structures thermokarstiques. Généralement, les dépôts de l'île Prince of Wales sont fossilifères, et leur composition varie entre celle de boues très caillouteuses et celle de silts et argiles sans cailloux.

Peu de recherches ont été effectuées sur ces sédiments. Ceux-ci se composent surtout de silts, argiles et sables fins à stratification horizontale, ils sont en grande partie dépourvus de macrofossiles marins, mais localement ils sont fossilifères. La plupart de ces sédiments marins sont gris, mais Craig (1964a) a indiqué qu'ils étaient de teinte rouge brique dans le nord-ouest du Keewatin.

Les dépôts décrits ci-dessus sont surtout des sédiments glaciomarins distaux. On rencontre des sédiments plus grossiers de contact glaciaire (glaciomarins), principalement sous forme de deltas qui sont nombreux au niveau des limites marines dans le nord du Keewatin, dans le nord-est de la péninsule de Boothia, et de la région ouest du golfe Coronation (St-Onge et Bruneau, 1982). Ils sont moins fréquents dans les îles Somerset et Prince of Wales. Les buttes d'eskers constituent des formes apparentées aux sédiments glaciomarins de contact glaciaire et elles sont communes dans les zones de submersion marine tardiglaciaires dans les districts de Keewatin et de Mackenzie et au Manitoba. Ce qui les distingue principalement des deltas, c'est que la sédimentation a été interrompue avant que l'aggradation de ces buttes n'atteigne le niveau de la mer, et qu'ils soient interreliés par les eskers. Le long de nombreux eskers dans le nord du Keewatin, les buttes sont à peu près régulièrement espacées de quelques kilomètres. Dans les espaces entre les buttes, on trouve souvent plusieurs moraines de De Geer sur la nappe adjacente de till; si ces moraines sont annuelles, alors les buttes ont dû se former à des intervalles plus longs qu'un an.

Il y a des marques d'affouillement par les icebergs à la surface des sédiments glaciomarins déposés en eaux profondes et à la surface des tills situés sous la limite marine à l'île King William (Hélie, 1983) et à l'île Prince of Wales. La plupart des sillons ont environ 1 km de long, mais atteignent parfois 10 km. Ils sont très abondants dans certains secteurs, mais rares ou même absents dans plusieurs autres. Par endroits, leur orientation est aléatoire ou multimodale; ailleurs, ils ont une orientation unimodale nettement préférentielle.

HISTOIRE DU QUATERNAIRE

Dans cette région, des événements antérieurs au Wisconsinien supérieur sont mis en évidence dans quelques coupes stratigraphiques. Là où existent ces sédiments anciens, leur rang (i.e. glaciation, interglaciaire) est habituellement discernable, mais seul un âge minimum peut leur être attribué. Nous ignorons également l'intervalle temporel que couvre la dernière glaciation. Nous savons que la déglaciation a commencé à la toute fin du Pléistocène ou au début de l'Holocène, et s'est terminée peu après 8 ka, mais les estimations relatives à l'âge de l'englaciation sont encore du domaine de la spéculation, cet épisode étant trop ancien pour être daté au ^{14}C. Étant donné que l'on peut seulement dire de l'intervalle temporel représenté par le dernier till régional, qu'il comprend probablement la période comprise entre l'Holocène inférieur et une époque antérieure à 40 ka (limite supérieure de la datation au ^{14}C), il n'est pas possible d'utiliser les termes définis formellement, comme « Wisconsinien supérieur » et « Wisconsinien », dans leur sens propre. Par conséquent, le till de surface sera considéré comme s'étant déposé durant la « dernière glaciation », et les événements antérieurs au dépôt de ce till seront attribués soit à « la dernière englaciation », soit à une époque antérieure à la dernière glaciation.

Événements antérieurs au dépôt du till de surface

On a identifié plusieurs événements antérieurs au dépôt du till de surface, mais il n'est pas possible de les corréler à l'échelle régionale. Donc l'étude présentée ci-dessous n'a généralement qu'un caractère d'inventaire, et porte sur la région allant de l'île Somerset au nord jusqu'au Manitoba et à la Saskatchewan au sud.

Île Somerset

Les blocs erratiques composés de granites et de gneiss et dispersés sur le plateau carbonaté paléozoïque, de même que les erratiques carbonatés dispersés sur les terrains gneissiques dans des secteurs qui n'ont pas été recouverts par les glaces laurentidiennes du Wisconsinien supérieur, témoignent d'une glaciation précoce à l'île Somerset. Des erratiques provenant du bouclier précambrien sont également dispersés dans les îles Prince of Wales, Cornwallis, Bathurst, Melville, et dans d'autres îles situées au nord et à l'ouest de l'île Somerset (Prest et al., 1968); collectivement, ces erratiques témoignent de la plus vaste avancée des glaces laurentidiennes dans les régions arctiques du Canada. À l'île Somerset, la source la plus proche des erratiques précambriens se trouve sur le versant ouest de l'île. Cependant, les erratiques ne sont pas plus abondants près du contact avec les terrains précambriens que dans les parties les plus distantes de l'île, ce qui suggère qu'ils proviennent d'ailleurs.

L'âge de cette glaciation régionale pourrait se situer n'importe où entre le début du Quaternaire et le Wisconsinien inférieur. Dyke (1983, p. 23) a proposé une hypothèse selon laquelle cette glaciation aurait eu lieu durant la première phase de la Glaciation de Foxe (voir Andrews et Miller, 1984; et le présent chapitre, Andrews, 1989, pour une définition), parce ce que les rapports d'acides aminés mesurés sur des coquilles transportées sur l'île Somerset durant cette glaciation régionale sont comparables à ceux mesurés sur des coquilles trouvées à l'île de Baffin, et jusqu'alors attribuées au dernier interglaciaire (par ex., Dyke et al., 1982a). Les réinterprétations de la stratigraphie de l'île de Baffin (par ex., Szabo et al., 1981; Nelson, 1982; Brigham, 1983) attribuent un âge de 300 à 600 ka à ces sédiments qui étaient jusque-là considérés comme datant du dernier interglaciaire. De ce fait, la « glaciation précoce » de l'île Somerset pourrait être tout aussi ancienne. Néanmoins, puisque l'on a identifié des moraines datant des phases initiales de la Glaciation de Foxe dans le nord de l'île Bylot, moraines qui ont été formées par un grand glacier émissaire s'écoulant vers l'est jusque dans le détroit de Lancaster (Klassen, 1982), il nous paraît probable que l'île Somerset et toutes les îles avoisinantes aient été recouvertes par d'épaisses glaces durant les premières phases de la Glaciation de Foxe.

Les altérites et colluvions, ainsi que les terrasses de cryoplanation et les tors qui recouvrent de grandes parties de l'île Somerset ont été décrits plus haut. On trouve des erratiques anciens dans l'ensemble des terrains altérés, mais il n'est pas possible de préciser si les processus qui ont engendré ces terrains ont eu lieu avant ou après « la glaciation précoce ». Toutefois, cette altération doit être antérieure à la dernière glaciation, puisque les chenaux fluvioglaciaires formés durant le dernier retrait glaciaire ont entaillé et les altérites et les colluvions. Ainsi, l'intervalle d'altération a pu survenir à n'importe quel moment entre le Quaternaire inférieur (ou même le Tertiaire) et la dernière glaciation. Le fait que l'altération et le colluvionnement aient repris durant le postglaciaire et que la dernière glaciation ait laissé seulement les indices d'une érosion fluvioglaciaire locale, suggère que les épais dépôts colluviaux se sont probablement accumulés durant plusieurs périodes non glaciaires.

Il existe dans deux régions de l'île Somerset des indices d'une période de retrait glaciaire précédant la dernière avancée glaciaire. Du bois flotté recueilli dans un delta kame a été daté à plus de 30 ka, et les hautes plages à proximité de la base du delta contiennent des coquilles qui semblent antérieures à la dernière glaciation, d'après les rapports d'acides aminés mesurés sur ces coquilles. Dans le sud de l'île Somerset, le till régional a été déposé par des glaces venant du large, et contient d'abondants fragments de coquilles marines. Dyke (1983), les comparant à des coquilles provenant de l'île de Baffin, a conclu que ces coquilles erratiques indiquaient une déglaciation datant du Wisconsinien moyen. Toutefois, la réinterprétation chronologique de la stratigraphie de l'île de Baffin (dans le présent chapitre, Andrews, 1989) invalide cette conclusion, et aucun intervalle non glaciaire d'âge wisconsinien moyen n'est actuellement reconnu.

Péninsule de Boothia

Des sédiments sous-jacents au till de surface affleurent en deux endroits dans la péninsule de Boothia. En un site du nord-est de cette péninsule, les lits frontaux d'un delta marin affleurent à la fois en surface et sous le till. L'analyse des acides aminés nous suggère que le dépôt est l'un des plus anciens que l'on ait identifiés dans cette région. L'altitude élevée du dépôt et sa position sur le versant d'un plateau isolé impliquent que le sédiment a sans doute été déposé à proximité d'un front glaciaire.

Le long de la rivière Pasley, dans la partie centre ouest de la péninsule de Boothia, une séquence sédimentaire sous-jacente au till est exposée dans des falaises de 30 à 40 m de hauteur (fig. 3-12, Dyke et Matthews, 1987). Ces coupes contiennent, à partir de la base, un sable deltaïque marin inférieur, un assemblage glacigénique inférieur (till et divers faciès glaciomarins), un gravier fluviatile intermédiaire, un sable deltaïque marin supérieur, et un assemblage glacigénique supérieur (till et sédiments glaciomarins). Le gravier fluviatile intermédiaire a un âge supérieur à 50 ka, et l'on estime qu'il représente l'Interglaciaire sangamonien, qui sépare les sédiments glaciaires illinoiens des sédiments glaciaires wisconsiniens. Les sables deltaïques marins supérieurs s'étendent jusqu'à presque 100 m au-dessus du niveau actuel de la mer, et marquent la subsidence de la croûte terrestre avant l'arrivée des glaces sur le site (englaciation lente); le till supérieur représente probablement la majeure partie du Wisconsinien.

Île Prince of Wales

Dans les berges érodées de la rivière Fisher, des graviers contenant des fragments transportés de coquilles marines affleurent sous le till de surface. Ayant comparé les résultats de quelques analyses des acides aminés aux résultats obtenus à l'île de Baffin, G.H. Miller (Institute of Artic and Alpine Research, communication personnelle, 1978) a suggéré que ces échantillons avaient un âge >40 ka, et selon

Dyke et Matthews (1987), ils seraient probablement d'âge sangamonien. Dans une coupe située dans la partie nord-est de l'île, sont exposés des graviers fluviatiles entre des tills et des sédiments glaciomarins. Ces graviers ont été déposés à basse altitude, un paléosol bien développé s'y est formé, ce qui indique probablement un âge interglaciaire.

Keewatin

Les quelques informations disponibles sur les épisodes antérieurs au dépôt du till de surface ont été résumées par Shilts (1984a, p. 124). « Des coupes où affleurent des tills multiples sont exposées le long des rivières Kazan et Thelon près du lac Baker, et près du lac Kaminak (Shilts, 1971; Ridler et Shilts, 1974). Dans ces régions, deux tills de composition géochimique, lithologie et texture fortement contrastées sont superposés, mais ne sont pas séparés par des sédiments stratifiés intermédiaires ou par des zones d'altération. Ces tills pourraient avoir été déposés lors de glaciations distinctes, mais il est également possible qu'ils aient été formés lors d'une même glaciation caractérisée par des changements temporels des directions d'écoulement glaciaire, ou encore que ces tills représentent un seul till de fusion sous-glaciaire dont les couches de composition variable représenteraient des bandes de débris de composition également variable qui ont été empilées verticalement dans la glace ». L'affleurement de till du lac Kaminak a été décrit par Shilts (1971, p. 48) de la façon suivante: « Le till se compose d'une unité inférieure grise, massive, sableuse, recouverte par une zone de cisaillement ou d'écailles chevauchantes composées de till alternativement gris et rouge brique. La zone de cisaillement est surmontée d'un till rouge massif ».

On a interprété le till gris inférieur du lac Kaminak comme étant le produit d'un écoulement glaciaire vers le sud à partir d'un centre situé à « 100 milles ou plus au nord de la région » (Ridler et Shilts, 1974, p. 17); ce till est mis en corrélation avec des stries orientées vers le sud qui témoignent d'un écoulement glaciaire précédant l'instauration de la Ligne de partage glaciaire du Keewatin (Lee, 1959a; Ridler et Shilts, 1974). Cet ancien écoulement vers le sud a été reconnu dans la région située à l'extrémité ouest du lac Baker par la distribution d'erratiques de quartzite « d'âge présumément aphébien ... Une interprétation préliminaire de ces observations est que l'inlandsis d'âge wisconsinien (ou wisconsinien supérieur) se serait développé à partir d'un centre de dispersion glaciaire situé dans le nord du Keewatin, et que ce centre aurait migré vers le sud et l'est jusqu'à proximité du lac Baker durant la phase finale de la glaciation » (Cunningham et Shilts, 1977, p. 313).

Une première phase d'écoulement dirigé vers le sud, qui précède l'instauration de la Ligne de partage glaciaire du Keewatin, a été identifiée dans tout le sud du Keewatin,

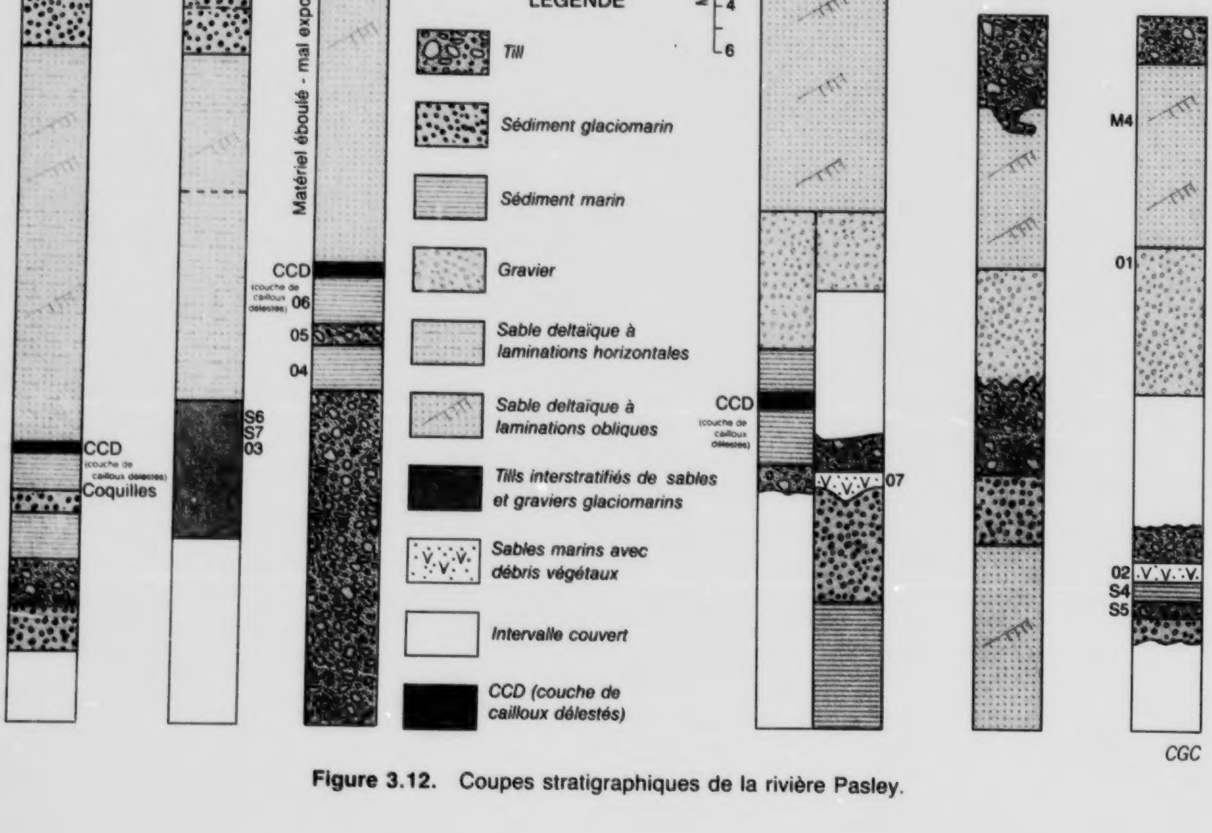


Figure 3.12. Coupes stratigraphiques de la rivière Pasley.

où « la présence généralisée d'erratiques de Dubawnt vers le sud, au moins jusqu'à la frontière du Manitoba ... confirme l'hypothèse selon laquelle avant l'écoulement vers le sud-est, un écoulement glaciaire général vers le sud aurait affecté la majeure partie de la région, hypothèse initialement proposée par Tyrrell (1898a) et ultérieurement confirmée par Lee (1959a) » (Shilts et al., 1979, p. 539). Tyrrell a suggéré que l'écoulement provenait d'un centre principal de dispersion situé au nord-ouest ou au nord du lac Dubawnt; selon Gilchrist (1982, p. 224), ces stries anciennes auraient été produites par des glaces du Wisconsinien inférieur progressant à partir d'un centre de dispersion situé au nord-nord-ouest dans les districts de Keewatin et de Mackenzie. De fait, tout ce que l'on peut dire de l'âge de l'écoulement initial vers le sud est qu'il précédait l'écoulement issu de la Ligne de partage glaciaire du Keewatin et que son âge pourrait, comme l'ont suggéré Cunningham et Shilts (1977), ne pas dépasser le Wisconsinien supérieur.

Dans des forages pratiqués dans le sud du Keewatin et le nord du Manitoba, des tills multiples, caractérisés par une composition géochimique et lithologique contrastée, ont été identifiés (Shilts, 1984a, p. 124). Shilts a précisé que les unités graveleuses déposées entre les tills, qu'elles soient d'origine fluviatile ou fluvioglaciaire, représentent nécessairement au Keewatin un épisode de sédimentation lors duquel le glacier qui avait déposé le till sous-jacent était, soit confiné aux régions continentales du Keewatin à l'ouest de la dépression de la baie d'Hudson, soit entièrement fondu. On ne peut plus désormais déduire que ces graviers sont d'âge sangamonien ou plus ancien, étant donné que l'Inlandsis laurentidien avait été réduit à cet état une ou plusieurs fois au cours du Wisconsinien (Andrews et al., 1983b).

Manitoba

Bien que l'interprétation de la colonne stratigraphique présente au Manitoba aussi des lacunes dues à l'impossibilité d'obtenir des âges absolus, la séquence sédimentaire suggère qu'un intervalle relativement long du Quaternaire y est représenté, et qu'il y a eu interaction des glaces du Keewatin et d'Hudson (ou du Labrador) dans tout le nord du Manitoba durant la glaciation du Wisconsinien.

Les unités pré-wisconsiniennes sont particulièrement bien exposées le long du fleuve Nelson, juste en bordure des basses-terres de la baie d'Hudson (voir dans le présent chapitre, Dredge et Cowan, 1989). Les principaux éléments de la colonne stratigraphique sont, de bas en haut : (1) un till granitique sableux provenant du nord, sur lequel s'est développé un paléosol d'une profondeur d'un mètre, (2) un till calcaire silteux, provenant de l'est, (3) des sédiments clastiques et des lits organiques, et (4) plusieurs nappes de till calcaire silteux provenant de l'est. Les lits organiques sont interprétés comme étant un dépôt interglaciaire d'âge sangamonien sur la foi de leur position stratigraphique, des assemblages polliniques et de la similitude entre les rapports d'acides aminés mesurés sur du bois provenant de cette unité et ceux mesurés sur du bois provenant de la coupe-type de Missinaibi en Ontario (Nielsen et Dredge,1982; Dredge et Nielsen, 1985). La colonne stratigraphique témoigne d'une première glaciation majeure provenant du nord, d'un intervalle d'altération durant lequel s'est formé un paléosol, d'une glaciation subséquente durant laquelle la région a été recouverte par des glaces de provenance orientale, puis de l'Interglaciaire sangamonien, et d'une autre glaciation de provenance orientale.

Dans une grande partie du Bouclier, au Manitoba, peu d'unités stratigraphiques affleurent, et rien n'a encore été daté. Dans la région de la rivière Churchill, un till provenant du nord est recouvert par des sédiments interglaciaires (?) qui contiennent des brindilles datées à >32 ka (Dredge et Neilsen, 1985). Autrement, il n'existe aucun indice d'une glaciation pré-Missinaibi au nord du fleuve Nelson, bien que quelques dépôts interglaciaires puissent y affleurer. On a attribué au Missinaibi un affleurement contenant des empreintes de feuilles et de brindilles le long de la rivière Seal (Taylor, 1961). Des sables et silts lités intercalés entre des nappes de till, mais ne contenant pas de débris végétaux et situés plus à l'ouest le long de la rivière Seal, datent peut-être de la même époque. Des coupes situées le long de la rivière North Knife contiennent des silts fluviatiles et des graviers indurés sous le till. Les auteurs ont aussi provisoirement attribué au Missinaibien ces dépôts fluviatiles (Dredge et al., 1986), en raison de leur ressemblance avec des dépôts interglaciaires bordant le fleuve Nelson.

Dans le nord du Manitoba, les directions d'écoulement glaciaire ont changé plusieurs fois avant que ne soit instauré le principal schéma d'écoulement glaciaire du Wisconsinien supérieur, mais il est difficile d'attribuer un âge à chacun de ces épisodes. Par exemple, près des lacs Chipewyan, dans le nord-ouest du Manitoba, le dernier grand mouvement glaciaire s'est effectué vers le sud, mais sous le till de surface, composé de matériaux granitiques, sableux, de provenance septentrionale, se trouve un till calcaire silteux contenant des fossiles paléozoïques et des galets calcaires provenant de l'est. Ce till silteux s'est déposé lorsque des glaces ayant leur origine à l'est se sont avancées vers l'ouest bien au-delà de la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife (carte 1702A). Cet écoulement glaciaire a un âge post-Missinaibi, et pourrait être aussi récent que le maximum du Wisconsinien supérieur. Par contre, près de l'embouchure de la rivière Churchill, des coupes et des moraines enfouies indiquent que les Glaces du Keewatin se sont déjà avancées, durant le Wisconsinien, largement au sud de la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife, et que leurs dépôts ont été subséquemment chevauchés par des glaces de provenance orientale (Dredge et Nielsen, 1985).

En dernier lieu, un ensemble de données qui demeurent problématiques est la présence de stries orientées vers l'est sur les hautes terres près de la frontière entre le Keewatin, la Saskatchewan et le Manitoba (Dredge et al., 1986). D'après ces données, il y aurait eu un centre de dispersion glaciaire dans le nord de la Saskatchewan ou le sud du district de Mackenzie; il s'agit peut-être de la même masse glaciaire que celle qui a formé les stries anciennes orientées vers le sud dans le Keewatin (voir plus haut).

Saskatchewan

Schreiner (1984, p. 39-40) a signalé des indices de paléomilieux interglaciaires ou interstadiaires à trois localités du nord de la Saskatchewan. Des matériaux organiques intercalés entre des tills, y compris du bois, ont été recueillis dans deux trous de forage, mais ils étaient trop anciens pour être datés au ^{14}C (>34 ka). Dans les deux cas, les lits organiques sont recouverts par un seul till. Il existe le long de la rivière Churchill trois affleurements de till altéré

sous le till de surface; deux de ces affleurements montrent des zones supérieures oxydées, interprétées comme étant des paléosols, et le troisième ne présente que des traces d'oxydation le long des fractures et des diaclases. Un till caractérisé par une zone supérieure oxydée, interprétée comme étant un paléosol, affleurait sous le till de surface dans une tranchée. Dans tous les cas, il semble qu'il n'y ait eu qu'un épisode glaciaire après l'intervalle non glaciaire.

Dans deux autres localités, Schreiner (1984, p. 38-39) a signalé la présence de plus d'un till. Ces tills pourraient représenter des glaciations distinctes, mais ils pourraient aussi représenter une sédimentation intermittente ou des variations de la direction d'écoulement glaciaire durant la dernière glaciation. Deux tills séparés par un contact d'érosion sont exposés dans des coupes à travers des drumlins. Le till inférieur est rose grisâtre et sableux alors que le till supérieur est gris rosâtre et sableux, ce qui pourrait impliquer une légère différence de provenance. Trois tills affleurent dans une tranchée artificielle. Le till inférieur, de teinte rose à blanc rosâtre, est dérivé du Grès d'Athabasca, et il est considéré comme étant un till de fond. Le till intermédiaire est, soit un till de fond distinct mais de même provenance, soit un faciès d'ablation du till inférieur. Le till supérieur est beaucoup plus riche en matériel mafique dérivé des roches du socle précambrien.

Johnston (1978) et Schreiner (1984, p. 11) ont indiqué l'existence de stries de direction ouest à nord-ouest à plusieurs localités. Ces stries semblent indiquer un mouvement glaciaire antérieur à l'écoulement régional vers le sud-ouest dont témoignent les champs de drumlins et la dispersion du Grès d'Athabasca. Une corrélation entre ces stries et les stries anciennes orientées vers l'est dans le nord du Manitoba, indiquerait l'existence d'une ligne de partage glaciaire près de la frontière entre la Saskatchewan et le Manitoba.

Dernière englaciation et dernier maximum glaciaire

On ne peut définir avec certitude les limites nord et nord-ouest des Glaces du Keewatin au Wisconsinien supérieur, ce qui a amené Prest (1984) à exposer deux possibilités. Le modèle d'extension maximum retient essentiellement la limite indiquée sur la Carte glaciaire du Canada (Prest et al., 1968). Cette limite traverse le sud, l'est et le nord de l'île Banks et le sud de l'île Melville, puis se poursuit vers l'est dans le détroit de Parry jusqu'à la baie de Baffin. Dyke et al. (1982b) et Dyke (1983) ont cartographié une limite de l'Inlandsis laurentidien dans l'île Somerset, limite qui coïncide approximativement avec celle proposée par Jenness (1952) et par Craig et Fyles (1960). La limite de l'île Banks a été subséquemment interprétée comme étant d'âge wisconsinien inférieur, et une nouvelle limite moins éloignée a été proposée pour le Wisconsinien supérieur (Vincent, 1982, 1983, 1989). Cette limite a été adoptée par Dyke et al. (1982b) et Dyke (1984) et modifiée par Vincent (1984) de façon à correspondre à la limite du Till de Winter Harbour, déposé par la Plate-forme glaciaire de Viscount Melville (Hodgson et Vincent, 1984). Plus récemment, Dyke (1987) a préconisé que la limite proposée antérieurement à l'île Banks était d'âge Wisconsinien supérieur. C'est donc cette limite qui est illustrée ici (carte 1702A), alors que le modèle d'extension minimum, qui place la limite au bord de la Plate-forme glaciaire de Viscount Melville, est décrit au chapitre 2 (Vincent, 1989a).

Les Glaces du Keewatin étaient flanquées au nord-est par les Glaces de Foxe (Ives et Andrews, 1963; Andrews et Miller, 1979; Dyke et al., 1982b) et au sud-est par les Glaces d'Hudson du Secteur du Labrador (Dyke et al., 1982b; ce chapitre, Dredge et Cowan, 1989). La zone de confluence des glaces du Keewatin et d'Hudson s'est déplacée au cours de la dernière glaciation, comme il en a été discuté plus haut. Initialement, les Glaces d'Hudson étaient plus étendues (voir le commentaire sur la région des lacs Chipewyan, plus haut), mais leurs limites nord et ouest ont été repoussées par des glaces provenant du Keewatin. La confluence finale de ces deux masses glaciaires dans le nord du Manitoba est marquée par la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife. Dans le sud du Manitoba, la zone de convergence finale est marquée par les moraines interlobaires de Belaire-Bedford Hills (carte 1702A; Division des ressources minérales du Manitoba, 1981; Klassen, 1989).

Durant le dernier maximum glaciaire, les glaces se sont écoulées vers l'est et le nord-est en traversant toute la région comprise entre le nord-ouest de l'île Somerset et le centre nord du Keewatin, vers le sud-est jusque dans la baie d'Hudson en traversant le centre et l'est du Keewatin, vers le sud-ouest et l'ouest en traversant le bouclier du district de Mackenzie, et vers l'ouest et le nord-ouest en traversant l'île Victoria (Dyke, 1984). Au moment de leur dernier maximum, ces glaces se sont avancées vers le sud au-delà des limites du bouclier jusque dans le centre des Plaines intérieures (Klassen, 1989). La principale ligne de partage glaciaire, celle de M'Clintock, suivait une direction nord-sud (carte 1703A, feuille 1). On connaît plutôt vaguement la position de la ligne de partage glaciaire dans le Keewatin ou l'est du district de Mackenzie, mais on sait qu'elle se trouvait au nord et à l'ouest de la position bien connue de la Ligne de partage glaciaire du Keewatin (Lee, 1959a). Le terme « Ligne de partage glaciaire du Keewatin », tel qu'employé ici, désigne l'axe tardiglaciaire des Glaces du Keewatin, essentiellement comme l'avait définit Lee (1959a).

L'écoulement glaciaire vers l'est à partir de la Ligne de partage glaciaire de M'Clintock, à travers l'île Prince of Wales, l'île Somerset et la péninsule de Boothia, a donné naissance à de grandes traînées de dispersion de matériaux carbonatés (fig. 3-10). À la tête de la traînée la plus septentrionale (à l'île Prince of Wales), des drumlins et des moraines fuselées recoupent nettement des drumlins plus gros et plus anciens qui indiquent un écoulement vers le nord et le nord-ouest (fig. 3-11). À l'est, ils ont été oblitérés par l'écoulement plus récent, mais à l'ouest les drumlins anciens sont parfaitement préservés, et l'écoulement ultérieur vers l'est n'apparaît pas, ou est souligné par la présence de légères cannelures à la surface du till. Il est possible que les anciens drumlins témoignent d'une direction d'écoulement issue d'un centre de dispersion situé au sud lors de la phase de croissance de la dernière glaciation. On peut expliquer leur degré de préservation par la proximité de la Ligne de partage glaciaire de M'Clintock (la composante horizontale de l'écoulement glaciaire est faible et le glissement basal est minime ou nul). Donc, les directions d'écoulement peuvent différer radicalement durant les phases d'englaciation et durant les phases ultérieures, et la position des dômes glaciaires et des lignes de partage glaciaire durant le dernier maximum et durant le retrait

glaciaire n'est pas nécessairement un indicateur fiable de l'emplacement des centres initiaux d'englaciation.

Selon Dyke (1984), les deux grandes traînées de dispersion de l'île Somerset et de la péninsule de Boothia auraient seulement pu être formées par des courants glaciaires très actifs, latéralement limités par des zones d'écoulement glaciaire plus lent. L'aspect le plus curieux de ces courants glaciaires est qu'ils ont traversé les axes préférentiels du relief à angle droit, et qu'ils ont des bords nettement définis qui ne coïncident pas avec des accidents topographiques. Comme ces courants glaciaires ne résultent pas d'un effet topographique, il reste à savoir ce qui leur a donné naissance. La source du courant glaciaire septentrional à l'île Prince of Wales est marquée par un champ de drumlins qui montrent une forte convergence de l'écoulement (carte 1703A, feuille 1). Les champs de drumlins de l'île King William, à la tête de la traînée méridionale de dispersion, présentent une forte convergence du même type (carte 1703A, feuille 1). Il est donc possible que ces courants glaciaires aient été engendrées par un écoulement convergent à proximité de la ligne de partage glaciaire.

Hodgson et Vincent (1984) sont arrivés à la conclusion que la marge nord-ouest des Glaces du Keewatin flottait, formant la plate-forme glaciaire de Viscount Melville, mais on n'a trouvé aucune preuve de l'existence d'une plate-forme de ce type le long de la marge nord-ouest des Glaces du Keewatin. Cependant, Klassen (1982) a conclu qu'une moraine horizontale, à faible altitude, dans le nord de l'île Bylot a été formée par une plate-forme glaciaire qui occupait le détroit de Lancester vers la fin de la Glaciation de Foxe (Wisconsinien supérieur?). Si Klassen a raison, cette plate-forme glaciaire s'étendait vraisemblablement vers l'ouest jusqu'à la ligne d'ancrage (ou la marge) des Glaces du Keewatin (carte 1702A).

Une calotte glaciaire d'environ 50 km de rayon recouvrait la majeure partie de l'île Somerset qui n'avait pas été envahie par les Glaces du Keewatin (Dyke, 1983). Cette calotte glaciaire avait une base froide dans sa partie centrale, mais exerçait une action érosive assez forte pour causer un décapage marqué dans la zone périphérique. Le contact entre les terrains érodés et non érodés est abrupt, et sa position est influencée par les éléments du relief, à petite et à grande échelle. La calotte glaciaire était contiguë aux Glaces du Keewatin dans la baie Aston et la baie Dreswell; ailleurs, elle était séparée de l'inlandsis principal par des nunataks (Dyke, 1983, fig. 34).

Déglaciation

La figure 3-13 illustre le retrait des Glaces du Keewatin et les modifications connexes de la position de la ligne de partage et des directions d'écoulement glaciaire. Les positions des marges glaciaires et les âges indiqués sur ces cartes sont tirés, avec ou sans modifications, des travaux de Christiansen (1979), de la Division des ressources minérales du Manitoba (1981), de Klassen (1983b), de Dredge (1983a), de Dredge et al. (1986), et de Schreiner (1983) pour la région au sud de la limite des territoires des travaux, de Craig (1965a, 1964a,b), de St-Onge et al. (1981), et de Vincent (1989) dans le district de Mackenzie et le nord-ouest du Keewatin, et des travaux de Dyke (1983, 1984, non publié; Vincent, 1989) dans le nord du Keewatin et dans le district de Franklin. Quant aux régions pour lesquelles n'ont pas été publiés des schémas locaux du retrait glaciaire, nous avons largement conservé les schémas indiqués par Prest (1969).

Si les chercheurs s'accordent bien sur le tracé des positions du retrait glaciaire dans les régions situées au sud de la frontière entre les provinces et les territoires, ils attribuent des âges très différents à ces positions. Dans cette région, les âges que nous suggérons sont légèrement plus anciens que ceux proposés par Klassen (1983b) et Schreiner (1983). Nous proposons ces âges pour deux raisons: (1) des âges plus anciens de 400 à 1000 ans concordent mieux avec la chronologie ^{14}C du littoral arctique, et (2) la mer a envahi le sud-ouest de la baie d'Hudson plus tôt qu'aux âges proposés par Klassen (1983b) et par la Division des ressources minérales du Manitoba (1981).

Dans la majeure partie de la région, notre schéma du retrait glaciaire ne diffère que dans les détails de celui que décrit Prest (1969) et nos divergences par rapport à l'interprétation de Prest ne peuvent être justifiées dans chacun des cas. Notre historique du retrait glaciaire et celui formulé par Prest diffèrent surtout dans les cas suivants:

(1) Selon Prest, une grande zone de scission entre l'Inlandsis laurentidien et un inlandsis recouvrant les îles de la Reine-Élizabeth (Inlandsis innuitien de Blake, 1970) a progressé vers l'est à partir de l'océan Arctique, et vers l'ouest le long du détroit de Parry, à partir de la baie de Baffin. Nous n'avons pu trouver de preuves d'une confluence des glaces laurentidiennes et innuitiennes.

(2) La déglaciation s'est produite plus tôt dans le golfe de Boothia et le golfe Coronation que ne l'a suggéré Prest; le retrait glaciaire initial dans la péninsule de Boothia et le sud de l'île Somerset s'est effectué vers l'ouest et non vers le sud.

(3) Prest montre que les Glaces du Keewatin se sont séparées des Glaces du Labrador le long d'une ligne traversant le centre de la baie d'Hudson, en direction du sud-ouest, à partir du détroit d'Hudson. Par conséquent, dans son modèle, la déglaciation finale des côtes du Manitoba et des régions adjacentes de la baie d'Hudson implique un retrait vers le nord-ouest de la marge des Glaces du Keewatin. Nous pensons que les Glaces d'Hudson se sont retirées vers le nord-est en direction ou au-delà des côtes du Manitoba, et que les Glaces d'Hudson se sont finalement séparées des Glaces du Keewatin le long d'une ligne (baie de vêlage des glaces) dans la partie ouest de la baie d'Hudson.

(4) Nous suggérons que les dernières glaces résiduelles, à proximité de la Ligne de partage glaciaire du Keewatin, ont disparu il y a un peu moins de 8,0 ka tandis que selon Prest, elles auraient subsisté jusqu'à 7 ka.

Le texte qui suit présente les aspects spatio-temporels du retrait glaciaire dans la région, ainsi que des commentaires sur les facteurs qui ont probablement influencé le schéma de la déglaciation.

11 ka et avant

Dès 11 ka, le retrait des Glaces du Keewatin était déjà bien amorcé partout, excepté apparemment sur la marge nord-est (fig. 3-13a). Le Lac glaciaire Agassiz avait pris forme sur la marge sud; les eaux de ce lac se déversaient vers le sud par le fleuve Mississippi. Le Lac glaciaire Meadow était endigué devant le front glaciaire dans l'ouest de la Saskatchewan, et se déversait vers le nord dans un plan

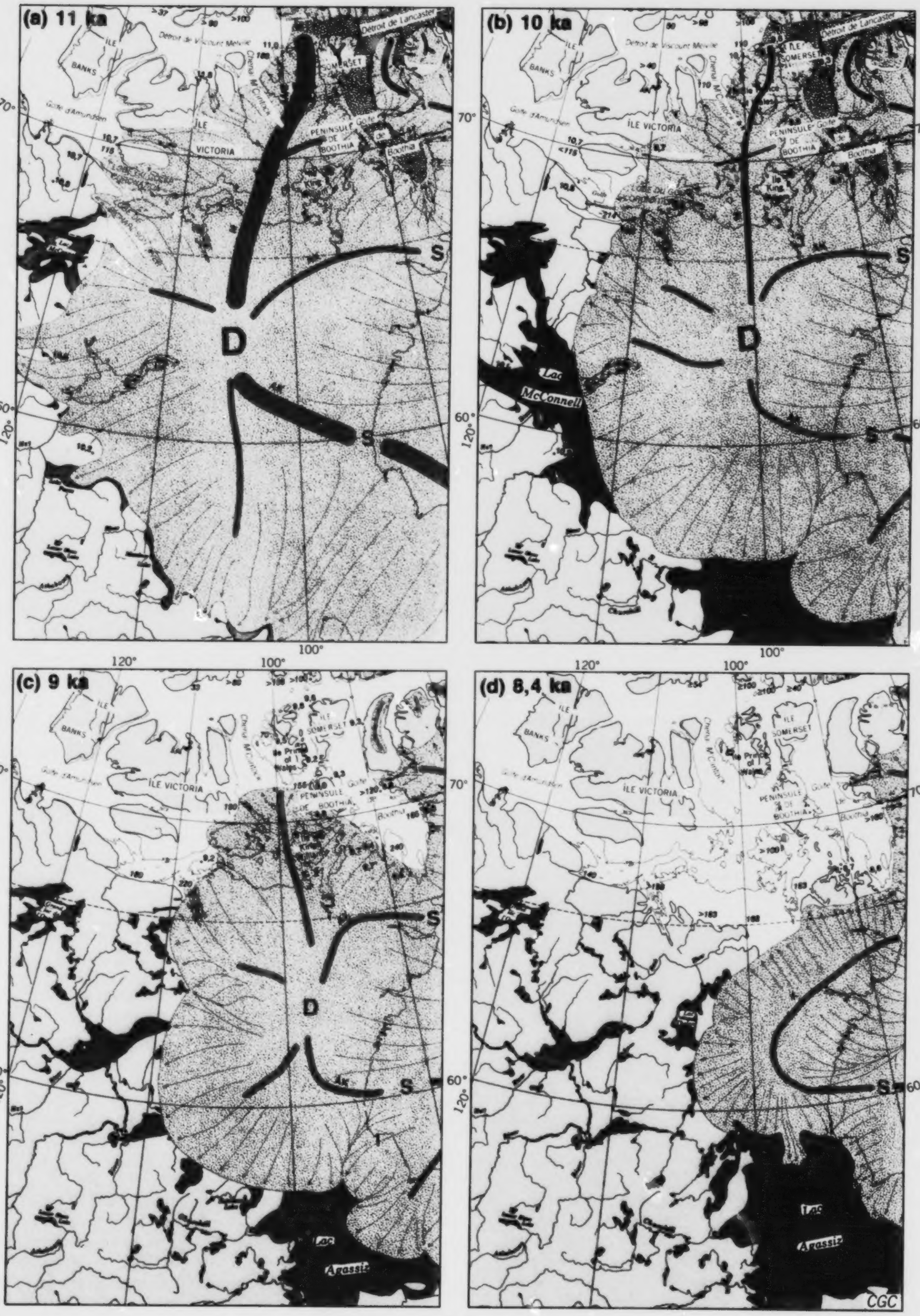


Figure 3.13. Cartes paléogéographiques du nord-ouest du Bouclier canadien, indiquant le schéma du retrait glaciaire à: (a) 11 ka, (b) 10 ka, (c) 9 ka, (d) 8,4 ka et (e) 8 ka.

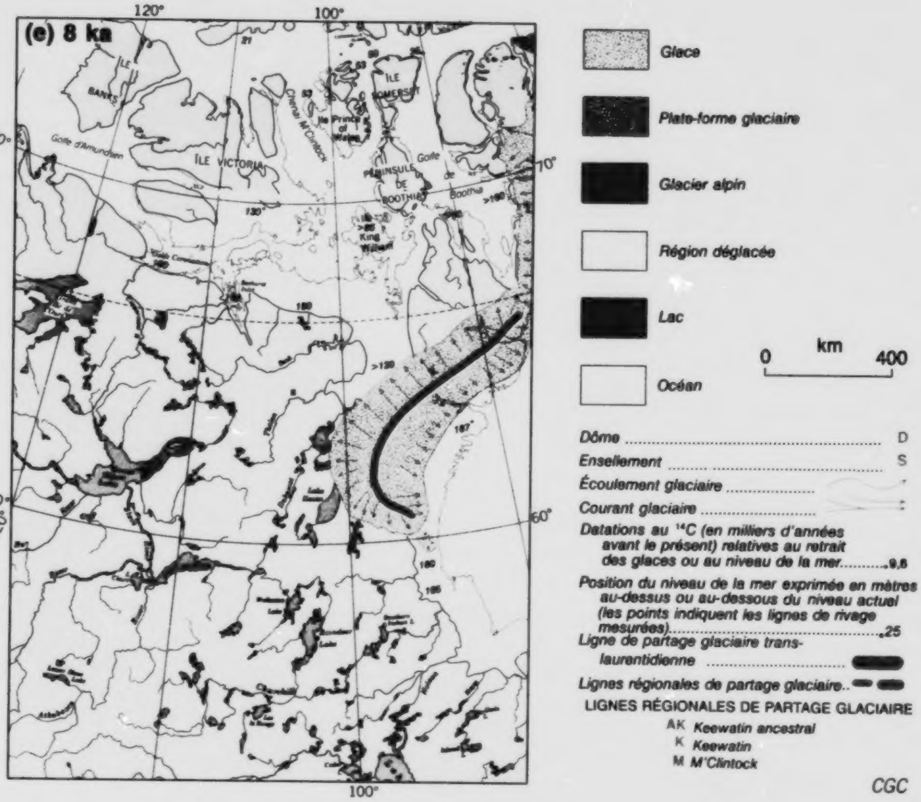


Figure 3.13 (suite).

d'eau qui représentait l'une des dernières phases du Lac glaciaire Peace (Mathews, 1980). Le Lac Peace se déversait aussi vers le nord, et les eaux de fonte finissaient par aboutir dans le fleuve Mackenzie. Une partie des eaux du bassin-versant supérieur du Mackenzie, en particulier à proximité du Grand lac de l'Ours, étaient capturées à cause du gauchissement isostatique, et formaient le Lac McConnell (Craig, 1965a).

Dès 11 ka, des portions du sud-ouest de l'île Victoria étaient probablement déglacées (Sharpe, 1984, p. 264) et la mer s'était introduite jusqu'au nord-ouest de l'île Prince of Wales, tout de suite après le démantèlement de la Plate-forme glaciaire de Viscount Melville (Hodgson et Vincent, 1984; Dyke, 1987). La plate-forme glaciaire devait sa formation à une importante réavancée rapide des glaces, probablement une crue glaciaire qui avait commencé après 11,3 ka.

Vers 11 ka, les Glaces du Keewatin avaient une ligne de partage primaire orientée nord-sud, qui s'étendait du nord-est de la Saskatchewan au nord de l'île Prince of Wales (fig. 3-13a). Cette ligne de partage était autrefois située plus à l'ouest, puisque le retrait initial des Glaces du Keewatin s'était effectué entièrement à partir des marges nord, ouest et sud. La marge nord-ouest des Glaces du Keewatin a commencé à se retirer avant 12,6 ka (Dyke, 1987) ou à peu près à la même époque que la marge sud (carte 1703A).

Par conséquent, le retrait des marges nord, ouest et sud des Glaces du Keewatin a eu lieu plus ou moins simultanément. Il en a été autrement dans les secteurs de Baffin et du Labrador de l'Inlandsis laurentidien, où le retrait de la marge au Labrador et à l'île de Baffin n'a commencé qu'entre 8 et 10 ka.

11 ka à 10 ka

La marge sud des Glaces du Keewatin a continué à se retirer au contact du Lac Agassiz et dès 10 ka, l'extrémité sud de la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife s'était formée le long de la ligne de scission entre des Glaces du Keewatin et des Glaces d'Hudson (fig. 3-13b). À un moment indéterminé, entre 11 et 10 ka, la Moraine de The Pas s'est édifiée près de l'extrémité nord du lac Winnipeg, et a plus tard été surmontée par des glaces lors d'une réavancée importante mais brève qui a ramené la marge glaciaire à proximité de sa position de 11 ka. Le Lac glaciaire McConnell s'est agrandi vers le sud jusque dans le bassin du Grand lac des Esclaves et jusque dans les vallées inférieures drainées par le lac Athabasca et dès 10 ka, il avait presque atteint les dimensions du Lac Agassiz. Entre environ 11 et 10,5 ka, un lac de barrage glaciaire occupait une partie de la vallée de la rivière Coppermine, et un petit lac de barrage glaciaire inondait la vallée de la rivière Richardson; ces vallées étaient obstruées par un lobe glaciaire qui

s'étendait vers l'ouest à partir du golfe Coronation (St-Onge et Bruneau, 1982; Mercier, 1984). Après le retrait des glaces à l'est de la Moraine de Forcier (St-Onge, 1984), vers 11 ka, l'extrémité ouest de l'esker remarquablement long de Thelon s'est formé, apparemment le long d'une immense indentation du front glaciaire, comme l'indique une forte convergence des directions d'écoulement (Craig, 1964a; Prest et al., 1968; Prest, 1970).

À 10 ka, les Glaces du Keewatin possédaient encore une ligne de partage primaire orientée nord-sud, mais celle-ci s'était déplacée à 100 km environ à l'est de la position qu'elle occupait à 11 ka (fig. 3-13b). Un recul glaciaire très lent à l'île Prince of Wales avait presque stabilisé l'extrémité nord de la ligne de partage glaciaire. Le schéma d'écoulement des glaces vers 10 ka, principalement tiré de la Carte glaciaire du Canada (Prest et al., 1968), suggère que plusieurs lignes secondaires convergeaient vers la principale ligne de partage. Deux d'entre elles étaient reliées par des ensellements à des lignes de partage qui s'étaient formées dans les glaces de Foxe et d'Hudson.

10 ka à 8,4 ka

Les Glaces du Keewatin se sont rapidement retirées entre 10 ka et 8,4 ka (fig. 3-13c, 3-13d). La majeure partie de la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife s'est édifiée durant cet intervalle, alors que les glaces du Keewatin et d'Hudson continuaient à se retirer dans les eaux profondes du Lac glaciaire Agassiz. La marge ouest s'est retirée loin à l'est du bassin de l'ancien Lac glaciaire McConnell. L'esker de Thelon a continué de s'édifier le long d'une importante zone de confluence des glaces, et plus tard durant cet intervalle est apparu le lac Thelon (Craig, 1964a). Entre environ 9,6 ka et 8,6 ka, se sont formés de grands lacs glaciaires au sud-ouest de l'inlet Bathurst (Blake, 1963; Prest et al., 1968). C'est durant cet intervalle que se sont formés la plupart des eskers remarquablement continus de la partie nord-ouest du Bouclier canadien.

Le retrait le plus rapide a eu lieu dans le secteur septentrional de la région, dont la majeure partie a été ensuite inondée par une mer postglaciaire de niveau élevé. Les glaces se sont largement disloquées par vêlage, et les icebergs ainsi produits ont formé de nombreux sillons sur les îles Prince of Wales et King William. Malgré la rapidité du retrait glaciaire, de grandes moraines frontales se sont déposées dans l'est de l'île Victoria, dans l'est de l'île Prince of Wales, dans la péninsule de Boothia et dans le nord des districts de Keewatin et de Mackenzie. Par ailleurs, peu de moraines frontales ont été édifiées au sud de l'esker de Thelon, et ce malgré un retrait glaciaire légèrement plus lent dans cette région. Quelques-unes des moraines frontales se sont formées en raison d'un ré-équilibre des profils de l'inlandsis, conséquence d'un vêlage massif; elles se sont édifiées lorsque la marge glaciaire s'est temporairement ancrée en divers sites, soit sur des hauts-bancs, soit sur des îles en existence lors de ces hauts niveaux marins postglaciaires, soit sur des terrains non submergés au sud de la limite marine.

Le système le plus continu de moraines frontales édifié durant cet intervalle est le Système morainique de Chantrey, ensemble de crêtes morainiques frontales emboîtées allant de la baie Committee à l'inlet Chantrey (Falconer et al., 1965; Dyke, 1984). Il est estimé que la moraine la plus récente de ce système date d'environ 8,4 ka; la Moraine de MacAlpine, au sud de l'inlet Bathurst (Blake, 1963, Falconer et al., 1965), se serait formée vers 8,5 ka. Ces périodes de formation de moraines frontales coïncident avec celles survenues à la périphérie des Glaces de Foxe, entre la péninsule de Melville à l'ouest et la baie Frobisher à l'est (Moraines de Cockburn, Ives et Andrews, 1963; ce chapitre, Andrews, 1989). Étant donné que cette période de l'Holocène semble avoir été aussi chaude ou même plus chaude qu'actuellement, Andrews (1989) a formulé l'hypothèse selon laquelle la formation des Moraines de Cockburn correspondrait à une période d'enneigement plus abondant en provenance de sources d'humidité dans la baie de Baffin. De la même façon, Dyke (1984) a suggéré que le Système morainique de Chantrey témoignait d'une période d'enneigement accru sur les Glaces du Keewatin. La source probable d'humidité était la vaste mer qui occupait les régions récemment déglacées au nord.

Un aspect intéressant du schéma de retrait glaciaire durant cet intervalle est le contraste des taux de retrait de part et d'autre de la péninsule de Boothia. Malgré une désintégration massive du tiers nord des Glaces du Keewatin, y compris les épaisses parties centrales aux environs de la Ligne de partage glaciaire de M'Clintock, la marge glaciaire s'est retirée lentement dans l'extrémité sud du golfe de Boothia, ou est peut-être restée quasi-stationnaire, même si elle aboutissait aussi en eau profonde. Cette quasi-stabilité de la marge glaciaire dans le golfe de Boothia implique un apport soutenu et vigoureux de glaces provenant du bassin Foxe; il en est résulté un contraste prononcé entre le bilan de masse des Glaces de Foxe et celui des Glaces du Keewatin. L'écoulement vigoureux en provenance du bassin Foxe indique probablement que la mer n'avait pas encore pénétré à l'ouest du détroit d'Hudson et sapait la marge sud des glaces de Foxe.

Les marges sud et ouest des Glaces du Keewatin se sont retirées de façon ordonnée et parallèle, sans réavancées importantes, excepté la réavancée de Queen Lake qui correspond peut-être à une crue glaciaire dans le Lac Agassiz au nord du Manitoba (Dredge et al., 1986; fig. 3-13d), et une réavancée similaire Lac Agassiz en Saskatchewan (Schreiner, 1984, p. 30). Les variations systématiques de l'orientation des eskers et des formes glaciaires profilées indiquent que les directions d'écoulement glaciaire ont graduellement changé en réponse à une migration régulière vers l'est de la proto-ligne de partage glaciaire du Keewatin. Toutefois, plus au nord, où la marge était plus lobée et où le retrait causait un rapide raccourcissement de la Ligne de partage glaciaire de M'Clintock, des champs de drumlins et flûtes entrecoupés se sont formés par suite du développement de baies de vêlage, de modifications rapides de la position des lignes de partage glaciaire, et des réavancées provoquées par une accentuation de la pente des fronts glaciaires. Ainsi, les champs de drumlins entrecoupés sont un élément remarquable du paysage dans l'est de l'île de Victoria (Fyles, 1963) et dans l'île King William; également à l'île Prince of Wales, les directions d'écoulement lors de la déglaciation ont parfois des orientations très différentes de celles du dernier maximum glaciaire.

Les variations des directions d'écoulement glaciaire sont bien documentées dans l'île King William et dans le nord du Keewatin, où existent cinq générations de champs de drumlins et de moraines fuselées. Les plus anciennes formes profilées de l'île King William correspondent probablement au schéma d'écoulement glaciaire vers 10 ka et avant (fig. 3-13b). Un champ de drumlins plus récent situé

dans le nord de l'île King William présente des formes qui par endroits recoupent les drumlins plus anciens; ces drumlins plus récents montrent une forte convergence des lignes d'écoulement, ce qui indique la présence d'un rentrant du front glaciaire immédiatement au large de la côte actuelle. Un troisième champ de drumlins traverse le sud-ouest de l'île King William et couvre presque toute la péninsule d'Adelaide. Ces drumlins sont fortement asymétriques et indiquent un écoulement vers le nord-ouest. La marge du champ de drumlins de l'île King William est marquée par une large crête de till bosselé qui s'étend à basse altitude sur une vingtaine de kilomètres et qui a la même orientation que les drumlins (Hélie, 1984). En raison de sa longueur et de sa position en bordure du champ, elle est considérée comme une moraine latérale. Au-delà de cette moraine, et apparemment tronquée par celle-ci, s'étend une série emboîtée de moraines mineures, ce qui indique que la marge glaciaire s'était retirée avant de réavancer pour former le champ de drumlins. Cette réavancée a été interprétée comme étant une crue glaciaire couvrant une superficie substantielle, avec une fluctuation de la marge atteignant au moins 40 km. La partie sud de ce champ de drumlins a été remodelée par des glaces qui s'écoulaient vers le nord-nord-est le long de l'inlet Chantrey. Les drumlins caractérisés par cette orientation peuvent être suivis sur environ 200 km vers l'amont glaciaire, et ils sont de toute évidence recoupés par un ensemble plus récent de formes qui indiquent un écoulement vers le nord-ouest.

Vers 8,4 ka, la Ligne de partage glaciaire du Keewatin avait migré presque jusqu'à sa position finale, et son extrémité sud s'incurvait vers l'est de la façon décrite par Shilts et al. (1979) et par Shilts (1980). Nous aimerions préciser ici que la Ligne de partage glaciaire de M'Clintock (fig. 3-13e) constituait la ligne de partage primaire des Glaces du Keewatin à un âge aussi récent que 10 ka, et qu'elle était donc l'ancêtre de la Ligne de partage glaciaire du Keewatin. Même si par le passé, en désignant toute la masse glaciaire du Keewatin par le terme « Dôme de M'Clintock », certains auteurs avaient précisé ce point (Dyke et al., 1982b), d'autres ont malheureusement considéré la Ligne de partage glaciaire (Dôme) de M'Clintock et la Ligne de partage glaciaire du Keewatin comme des éléments contemporains et entièrement distincts (Andrews et al., 1984; Shilts, 1984a).

À 8,4 ka, nous montrons les Glaces du Keewatin en entière confluence avec une masse glaciaire dynamiquement distincte, centrée sur la baie d'Hudson (fig. 3-13d). Toutefois, il n'y a pas consensus à ce sujet. Par exemple, Shilts (1980, p. 5) estime qu'à cette époque, les Glaces du Keewatin, et non celles d'Hudson, occupaient la majeure partie de la baie d'Hudson, et que les réavancées de Cochrane au sud de la baie James provenaient des Glaces du Keewatin: « Il paraît raisonnable de supposer qu'à l'intérieur de la partie centrale de l'Inlandsis laurentidien, le centre de dispersion glaciaire du Québec-Labrador a été prédominant durant les stades initial et maximum de la glaciation, et que le centre de dispersion du Keewatin est devenu relativement plus important durant les stades subséquents. Certainement, durant les derniers stades, il s'est produit une discontinuité significative aux environs de la frontière Québec-Ontario, entre les glaces se retirant en direction d'un centre axé sur le Québec et les glaces se retirant généralement vers le nord ou le nord-ouest en direction d'un centre axé sur le Keewatin. Les réavancées de Cochrane semblent avoir été indépendantes des glaces du Québec et par conséquent, provenaient probablement d'une masse glaciaire en retrait vers un centre axé sur le Keewatin ». Plus récemment, Shilts (1984a, p. 123) a présenté d'autres preuves à l'appui de l'hypothèse d'une expansion tardive des Glaces du Keewatin: « De récentes données géochimiques et minéralogiques (Shilts, 1980; Paré, 1982) suggèrent que la partie supérieure du till sommital au nord de la frontière entre l'Ontario et le Manitoba, est caractérisée par une provenance nord ou nord-ouest. Ces nouvelles données minéralogiques concordent avec les observations de stries orientées du nord-ouest au sud-est et signalées par McDonald (1969) sur des pavages de blocs et sur le substratum rocheux à plusieurs endroits dans les basses terres de la baie d'Hudson. » Cette divergence d'interprétation est fondamentale, car si Shilts et Paré ont raison, le cadre tout entier de notre reconstitution paléographique est invalidé et de grandes questions se posent, en particulier celles-ci: (1) Si les Glaces du Keewatin s'étendaient au sud-est de la baie James approximativement à l'époque où se formaient les crêtes les plus récentes du Complexe morainique de Chantrey, où était la Ligne de partage glaciaire du Keewatin à cette époque?; pouvait-elle encore se trouver dans le Keewatin? (2) Comment pouvons-nous réconcilier l'interprétation selon laquelle la Moraine de Burntwood-Knife serait une moraine interlobaire avec le fait que les Glaces du Keewatin se soient écoulées à travers tout le nord du Manitoba et jusqu'en Ontario après la formation de cette moraine? Nous estimons que les réavancées de Cochrane correspondent à une série de crues glaciaires épisodiques qui, avec plusieurs autres, définissent un système radial de crues provenant des Glaces d'Hudson (ce chapitre, Dredge et Cowan, 1989).

La reconstitution paléographique de 8,4 ka, telle que présentée ici, donne aussi une interprétation modifiée de l'étendue de la submersion marine, au sud du littoral des régions arctiques continentales. La figure 3-13d montre un large bras de mer s'étendant vers le sud dans les basses terres de Back vers 8,4 ka. Auparavant, on croyait que la limite marine se trouvait beaucoup plus au nord (Craig, 1961; Prest et al., 1968). Quoique les lignes de rivage d'un plan d'eau avaient été reconnues dans la partie amont de la vallée de la rivière Back, il avait été conclu qu'il s'agissait d'un lac glaciaire. La présente réinterprétation est fondée sur plusieurs raisons: (1) le lac hypothétique ne se trouve pas à une altitude plus élevée que la limite marine régionale, et le terrain situé à l'est est encore plus bas; (2) rien dans le schéma du retrait glaciaire n'implique la formation d'un lac de barrage glaciaire dans la haute vallée de la rivière Back; (3) les limites marines récemment définies sont beaucoup plus élevées qu'on ne l'avait supposé auparavant, et la région submergée selon notre interprétation se situe sous ces limites; et (4) une mince couche de sable déposée en milieu aquatique recouvre le till dans la majeure partie des basses terres de Back et cela presque jusqu'à la limite du bassin-versant. Ainsi, même si l'on n'a pu trouver de fossiles marins qui nous permettraient de prouver que la mer s'étendait aussi loin au sud que nous le suggérons, cette interprétation nous permet de faire cette constatation importante: la mer postglaciaire s'est peut-être introduite dans le bassin de la mer de Tyrrell par un passage à travers les basses terres de Back, à peu près à la même époque qu'elle pénétrait dans le détroit d'Hudson.

Après 8,4 ka

Il reste à déterminer l'époque précise à laquelle la mer a pénétré dans le bassin d'Hudson et a séparé les Glaces du Keewatin des Glaces d'Hudson. L'âge le plus ancien sur des coquilles de la Mer de Tyrrell a été obtenu sur un échantillon provenant du nord du Manitoba −8530 ± 220 BP (CGC-896, âge non corrigé pour le fractionnement du ^{13}C, Craig in Lowdon et Blake, 1970). Ces coquilles furent considérées comme étant contaminées, c'est-à-dire mêlées à des coquilles d'âge non significatif parce que (a) elles sont plus anciennes de quelques siècles que les autres coquilles datées dans ce secteur de la Mer de Tyrrell, (b) parce que les fragments de coquilles étaient bien usés, et (c) que d'anciennes coquilles recyclées provenant des sédiments de la Mer de Bell sont relativement abondantes dans les basses terres de la baie d'Hudson. On dispose maintenant de plusieurs datations concordantes, qui montrent que la mer a probablement occupé ce territoire à compter de 7,8 à 8,2 ka (ce chapitre, Dredge et Cowan, 1989).

Le schéma du retrait des Glaces du Keewatin après 8,4 ka est en partie évident et en partie problématique. De toute évidence, la marge a continué de se retirer vers le sud, l'est et le nord à partir de sa position vers 8,4 ka. De ce fait, le Lac glaciaire Kazan (Lee, 1959a), le Lac Hyper Dubawnt (Tyrrell, 1898a) et d'autres petits lacs du nord du Manitoba (Dredge et al., 1986) et du sud du Keewatin (Gilchrist, 1982), ont été endigués le long des marges ouest et sud. De toute évidence aussi, les glaces se sont retirées de manière simple et ordonnée vers l'intérieur des terres à partir de la baie d'Hudson jusqu'aux masses résiduelles des environs de la position finale de la ligne de partage glaciaire (fig. 3-13e), comme l'indiquent à la fois les moraines de De Geer et la disposition des eskers dans le Keewatin (Lee, 1959a, Ayslworth et al., 1981a-d; Arsenault et al., 1981, 1982). Les moraines de De Geer et de petits eskers courts dans le nord du Manitoba indiquent une rotation anti-horaire des directions d'écoulement glaciaire, à mesure que le front glaciaire se retirait jusqu'aux abords du littoral actuel. Il se peut que la ligne de partage glaciaire ait légèrement migré vers le nord-ouest durant la phase finale de déglaciation, à cause du retrait plus rapide des glaces résiduelles du côté de la Mer de Tyrrell.

La partie problématique concerne la façon dont les Glaces du Keewatin ont fini par se séparer des autres masses glaciaires dans la baie d'Hudson. Il existe deux interprétations possibles, très différentes l'une de l'autre : (1) les Glaces du Keewatin se seraient séparées des Glaces du Labrador le long d'une grande zone de scission dans l'est de la baie d'Hudson après les réavancées de Cochrane, comme indiqué plus haut, ou (2) les Glaces du Keewatin se seraient séparées des Glaces d'Hudson le long d'une zone de scission dans l'ouest de la baie d'Hudson en même temps que les glaces d'Hudson et du Labrador se séparaient le long d'une zone est (Andrews et Falconer, 1969; Dyke et al., 1982b; Vincent, dans le présent chapitre). Dans les deux cas, cette séparation se serait produite en raison de l'expansion progressive vers le nord des lacs glaciaires Agassiz et Ojibway le long des zones de confluence des principales masses glaciaires (fait qui a été bien documenté sur la terre ferme), et de la propagation simultanée des baies de vêlage dans la mer, de part et d'autre des Glaces d'Hudson. Les deux baies de vêlage se sont peut-être initialement formées dans le détroit d'Hudson, mais la baie de vêlage de l'ouest a pu se prolonger vers le sud à partir du golfe de Boothia. Il se pourrait même qu'une baie de vêlage progressant vers l'ouest à partir du détroit d'Hudson ait stimulé la formation d'une autre baie de vêlage progressant vers le sud à partir du golfe de Boothia. Comme indiqué dans la section précédente, l'écoulement vigoureux et soutenu des Glaces de Foxe dans le golfe de Boothia avait empêché la formation d'une baie de vêlage à cet endroit durant l'intervalle compris entre 10 et 8,4 ka. Cependant, dès que la baie de vêlage du détroit d'Hudson se fut propagée vers l'ouest, traversant l'entrée du détroit de Foxe, entre l'île Southampton et l'île de Baffin, l'entraînement des Glaces centrales de Foxe vers le détroit de Foxe aurait grandement réduit l'apport de glaces dans le golfe de Boothia.

L'extension des Glaces du Keewatin à 7,9-8 ka est mal connue. Il est possible que les Glaces du Keewatin aient couvert une grande partie du Keewatin et qu'elles aient encore été reliées aux Glaces de Foxe, ou que les Glaces du Keewatin aient été réduites à au moins trois masses résiduelles plus petites (carte 1702A). L'une de ces masses résiduelles se situait probablement au sud-ouest du lac Baker. Nous avons tracé sa marge aux extrémités amont des eskers reconnus sur les cartes de la géologie du Quaternaire dont il a été question plus haut. Cette masse résiduelle s'est apparemment subdivisée en masses encore plus petites, peut-être limitées chacune à des bassins lacustres, comme l'ont suggéré Cunningham et Shilts (1977, p. 313). Une autre masse résiduelle de glace stagnante a été identifiée à proximité de la frontière entre le Keewatin et le Manitoba; elle a favorisé le dépôt de moraines réticulées (Gilchrist, 1982; Dredge et al., 1986; Dredge et Nixon, 1986).

L'hypothèse d'une extension plus grande des glaces à 7,9-8 ka est basée sur le postulat, selon lequel la région du lac Kaminak n'a été complètement déglacée qu'à compter de 6600 ± 230 BP (CGC-1434; Shilts in Lowdon and Blake, 1979, p. 37). Cet âge a été obtenu sur des coquilles marines provenant de la base d'un dépôt deltaïque superposé au till, à 61 m d'altitude. Shilts formule le commentaire suivant : « Cette date se rapproche étroitement de l'âge de la limite marine qui apparaît clairement à l'altitude de 170 ± 1 m sur une colline située à 15 km de l'affleurement. Il faudrait probablement utiliser cette date pour estimer l'âge de la déglaciation et de la submersion marine maximale dans cette région, puisqu'elle est la seule que l'on puisse relier en toute confiance à une discontinuité stratigraphique - le contact entre le till et les sédiments marins ». Si l'interprétation de cette datation est correcte, les Glaces du Keewatin ont dû se retirer beaucoup plus lentement durant l'intervalle 8,4-6,6 ka que durant l'intervalle 10-8,4 ka. Les indices suggérant que le retrait postérieur à 8,4 ka a été aussi rapide qu'auparavant sont les suivants : (1) il n'y a eu aucun dépôt substantiel de marge glaciaire après le dépôt du Système morainique de Chantrey; (2) la marge sud-est tout entière des Glaces du Keewatin aboutissait dans la Mer de Tyrrell après l'incursion marine initiale survenue entre 7,8 et 8,2 ka; (3) les taux de retrait glaciaire suite à l'incursion de la Mer de Tyrrell étaient de 120 à 330 m/a d'après l'espacement des moraines de De Geer (Lee, 1959a, p. 13); (4) les essaims d'eskers du Keewatin indiquent que d'énormes quantités d'eaux de fonte ont été produites pendant toute la période de déglaciation, y compris durant l'intervalle postérieur à 8 ka; et (5) durant la période en question, le climat était aussi chaud ou plus chaud qu'actuellement.

Par ailleurs, si l'on admet que le retrait survenu après 8,4 ka s'est poursuivi à peu près à la même vitesse que durant l'intervalle 10-8,4 ka, il est évident que très peu de glaces persistaient dans le Keewatin vers 7,9-8 ka. Il est donc tout à fait possible que le bras de mer se prolongeant vers le sud à partir de l'océan Arctique dans basses terres de Back vers 8 ka (fig. 3-13d, 3-13e) ait finalement submergé la ligne continentale de partage des eaux, peu élevée ici (environ 120-135 m d'altitude), et qu'il se soit prolongé vers le sud jusque dans la baie d'Hudson. Si la déglaciation initiale que nous suggérons ici s'est vraiment produite, la mer a dû pénétrer dans la baie d'Hudson par les basses terres de Back et à partir du golfe de Boothia à une époque aussi précoce que celle de son arrivée via le détroit d'Hudson. Ainsi, l'invasion marine a peut-être atteint le Manitoba avant la baie James ou même le nord-ouest de l'Ungava.

Activité des glaces en retrait

Dans l'étude ci-dessus, nous avons esquissé ce que nous savons ou ne savons pas du schéma et de la chronologie du retrait glaciaire. Nous avons fait bien peu référence à l'état d'activité des glaces durant la déglaciation. Cependant, les chercheurs ne s'accordent pas non plus sur ce point. Certains invoquent une stagnation massive des Glaces du Keewatin pendant leur retrait pour expliquer, soit la préservation des moraines côtelées (Gilchrist, 1982, p. 186), soit la présence de systèmes hiérarchisés d'eskers (Shilts et al., 1979, p. 540; Shilts, 1985). Nous estimons que des parties de la zone marginale du glacier en retrait ont été fissurées par des crevasses jusqu'à leur base et étaient donc stagnantes, ce qui a résulté en la formation de dépôts de remplissage de crevasses et de moraines réticulées (Gilchrist, 1982, Dredge et al., 1986; Dredge et Nixon, 1986), par exemple, dans les régions côtières tout à fait au nord du Manitoba et dans les régions adjacentes du sud-est du Keewatin; et nous estimons aussi que des zones de moraines à noyau de glace ont pu se détacher du front glaciaire principal durant le retrait, mais que la principale masse glaciaire résiduelle est restée active presque jusqu'à sa disparition. Le point crucial de notre interprétation est l'existence de multiples générations de champs de drumlins et de moraines fuselées, montrant chacune une direction distincte d'écoulement dans une masse glaciaire progressivement réduite, et à chacune desquelles est associée une génération connexe d'eskers et parfois de moraines côtelées. Il est possible que la génération la plus récente de formes profilées dans les dépôts glaciaires (plus récente que les cinq générations décrites ci-dessus) soit celle qui s'étendait vers l'ouest depuis les environs du coin sud-ouest du lac Baker (Prest et al., 1968, Cunningham et Shilts, 1977, p. 313). Ces formes profilées se sont probablement formées lorsque les glaces étaient réduites aux vestiges indiqués sur la carte 1702A.

Émersion postglaciaire

Courbes d'émersion

Dans cette région, les données sur le Quaternaire présentent des lacunes, notamment la rareté de datations au ^{14}C relatives à des positions du paléo-niveau marin. En outre, un grand nombre des datations disponibles ont été obtenues sur des coquilles marines qui ne peuvent être reliées avec confiance à un niveau donné de la mer. Les plus gros

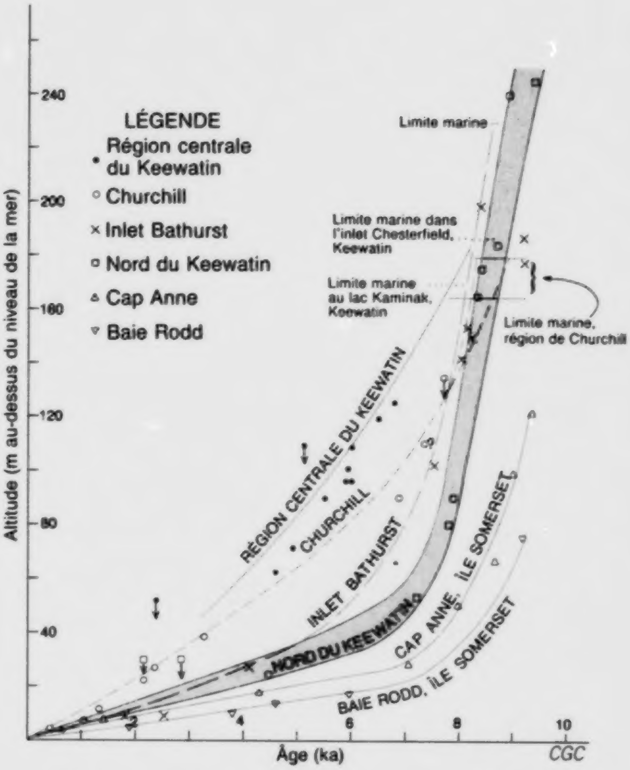


Figure 3.14. Famille de courbes d'émersion pour l'inlet Bathurst, le nord du district de Keewatin, l'île Somerset et la région de Churchill (Manitoba).

groupes de datations portent sur la région de l'inlet Bathurst (Blake, 1963), sur l'extrémité nord du Keewatin (Dyke, 1984), sur l'île Somerset (Dyke, 1979b, 1980a, 1983), et sur la région de Churchill dans le nord du Manitoba. Parmi ces quatre régions, seules les données relatives à l'île Somerset sont assez bonnes pour que l'on puisse construire un groupe de courbes d'émersion; une enveloppe d'émersion, permettant de décrire l'évolution du niveau de la mer pour une plus grande région peut aussi être établie pour l'extrême nord du Keewatin; et l'on peut tracer des courbes du niveau marin minimum dans les régions de l'inlet Bathurst et du nord du Manitoba (fig. 3-14). En outre, il est possible de reconstruire une partie de la courbe d'émersion minimum dans la région centrale du Keewatin (aux environs de la Ligne de partage glaciaire du Keewatin).

Cette famille de courbes (fig. 3-14) peut servir à illustrer plusieurs aspects importants ou à quantifier des relations théoriquement calculables. L'emboîtement des courbes illustre la réponse isostatique relative: (1) d'une région située au-delà de la limite des Glaces du Keewatin, mais à proximité de la limite d'une calotte glaciaire locale dans l'île Somerset (baie Rodd); (2) d'une région proche des limites des glaces du Keewatin et de Somerset (Cap Anne); (3) de deux régions situées bien à l'intérieur des limites glaciaires, caractérisées par une déglaciation d'âge similaire mais situées de part et d'autre de la Ligne de partage de

M'Clintock (nord-est du district de Keewatin et inlet Bathurst); (4) d'un site proche du centre de la surcharge exercée par les Glaces du Keewatin (centre du Keewatin); et (5) d'un site voisin de la zone de confluence des glaces du Keewatin et d'Hudson (région de Churchill, nord du Manitoba). Ces courbes s'emboîtent de la façon théoriquement prévue. Toutefois, il n'a pas toujours été évident que les Glaces du Keewatin aient laissé leur propre signature isostatique; cette signature est désormais documentée par la courbe applicable à la région centrale du Keewatin, puisqu'elle se situe nettement à gauche des courbes applicables à la région de Churchill et à l'inlet Bathurst. Autrement dit, depuis un certain temps, le relèvement isostatique accompli depuis une époque donnée a été plus important dans la partie centrale des Glaces du Keewatin qu'au nord-ouest ou au sud-est.

Les courbes obtenues pour la région de Churchill et la partie centrale du district de Keewatin peuvent aussi servir à obtenir une réponse provisoire concernant l'âge de la déglaciation dans ces régions. Près de Churchill, la limite marine se situe entre 164 et 180 m d'altitude (Prest et al., 1968, Dredge et Nixon, 1986). Par extrapolation de la courbe applicable à la région de Churchill, on peut estimer l'âge de la limite marine à environ 8,25 ka; l'on ne doit donc pas rejeter la date de 8 530 ± 220 BP (CGC-896) sans arguments plus valables que ceux qui ont été évoqués. Près de l'inlet Chesterfield, dans la région centrale du Keewatin, la limite marine s'élève à 187 m (Lee, 1959a). Par extrapolation de la courbe obtenue pour le Keewatin, il semblerait que la limite puisse être aussi âgée que 8,3 ka. Près du lac Kaminak, la limite marine s'élève à au moins 170 m d'altitude (Shilts in Lowdon et Blake, 1979, p. 37). En extrapolant la courbe obtenue pour le Keewatin, on voit que la limite pourrait dater de 7,9 ka. On ne peut considérer comme certain l'âge de 6,6 ka proposé pour la limite marine dans cette région, d'autant plus que l'échantillon daté provenait d'un delta situé à 61 m d'altitude seulement. Donc, même si ces courbes ne confirment pas l'hypothèse selon laquelle les derniers vestiges des Glaces du Keewatin auraient disparu relativement tôt, elles l'appuient quand même.

Dans l'ensemble de la région, les taux moyens de l'émersion initiale, calculés sur les mille à deux mille premières années documentées, sont semblables, approximativement 10 m/siècle dans l'inlet Bathurst, 10 m/siècle dans l'extrémité nord du district de Keewatin et 9 à 11 m/siècle dans le nord de l'île Somerset. Cependant, si l'on calcule le taux moyen sur un intervalle plus court, à savoir le bref intervalle de la déglaciation locale (200 ans), les taux d'émersion initiale (de déglaciation) dans la péninsule de Boothia dépassent 30 m/siècle (Dyke, 1979a, 1984). Selon toute probabilité, les portions initiales les plus fortement inclinées des courbes applicables à la région centrale du Keewatin et à Churchill ont été éclipsées par la déglaciation tardive de ces sites comparativement aux autres sites montrés ici, et par le fait que ces sites n'ont été déglacés qu'à la toute fin du processus d'allègement glacio-isostatique. Les taux actuels d'émersion et ceux de l'Holocène supérieur atteignent, comme on s'y attendrait, un maximum à proximité du centre de l'ancienne surcharge glaciaire; ils sont d'environ 1,3 m/siècle dans la région centrale du Keewatin, de 0,66 m/siècle dans l'inlet Bathurst, d'au moins 0,53 m/siècle dans l'extrémité nord du Keewatin, et de 0,46 à 0,28 m/siècle dans le nord de l'île Somerset, et ils déclinent vers l'est. Si la pente de la zone littorale est de 1/600, il en résulte une vitesse actuelle de régression de la ligne de rivage de 3,18 m/an dans le nord-est du Keewatin et de 7,87 m/an dans le centre du Keewatin.

Limites marines

De cette étude sur les courbes d'émersion postglaciaire et sur la déglaciation, il découle que la limite marine dans la région est fortement diachrone, son âge se situant entre au moins 12,6 ka dans la partie nord-ouest (île Victoria) et environ 8 ka dans la partie ouest de la mer de Tyrrell. Par conséquent, l'interprétation des variations de l'altitude de la limite marine (fig. 3-15) doit tenir compte de ce diachronisme. La configuration des maxima et minima résulte à la fois de celle de l'enfoncement initial de la croûte, et de la chronologie de la déglaciation.

La surface de la limite marine est caractérisée par deux maxima prononcés - l'un centré au sud de l'inlet Bathurst, l'autre formant une crête sur le nord-est du Keewatin et la péninsule de Boothia. Dans la région comprise entre ces deux maxima, la limite marine décline de presque 100 m. Ainsi, bien que les isolignes les plus basses (100 m et moins) indiquent une augmentation d'altitude de la limite marine vers l'intérieur des terres à partir de la limite glaciaire du Wisconsinien supérieur, on observe une dépression de la surface aux environs de l'ancienne position de la Ligne de partage glaciaire de M'Clintock. Ceci reflète le schéma de déglaciation décrit plus haut, dans lequel les glaces persistent relativement tard à proximité de la ligne de partage glaciaire. Dans le nord-est du Keewatin et l'inlet Bathurst, les altitudes de la limite marine, qui atteignent parfois 250 m, sont parmi les plus élevées au Canada, et ne sont dépassées que dans le sud-est de la baie d'Hudson. Cependant, il faut donner à ces limites marines élevées une autre interprétation que celle traditionnellement présentée pour expliquer l'altitude élevée de la limite marine dans le sud-est du bassin de la baie d'Hudson. Ces limite marines représentent non pas un centre de surcharge glacio-isostatique, mais des régions où la mer postglaciaire a pénétré relativement tôt lors de la déglaciation.

Dans la partie ouest du bassin de la Mer de Tyrrell, la limite marine a une altitude plus uniforme que dans les régions au nord, ce qui reflète peut-être un établissement presque synchrone de cette limite après la disparition rapide ou instantanée des Glaces d'Hudson, qui sont peut-être devenues flottantes. L'aspect le plus marquant de cette surface de la limite marine dans la région est la dépression fermée existant à proximité de la baie Wager. Ceci pourrait indiquer la présence d'une masse glaciaire résiduelle tardive, comme déjà suggéré pour la région située au sud-ouest du lac Baker, où la limite marine paraît également basse. Un autre minimum de la surface de la limite marine est centré sur la région du fleuve Nelson dans le nord du Manitoba. Il ne semble pas que ce minimum soit relié à l'existence de glaces résiduelles tardives, mais qu'il reflète plutôt la position de la limite entre les domaines isostatiques des glaces du Keewatin et d'Hudson. Il est également possible que l'on n'ait pu découvrir la limite marine véritable.

L'altitude de la limite marine augmente vers l'est à travers la péninsule de Melville et l'île Southampton, comme conséquence de la réponse isostatique à la présence des Glaces de Foxe.

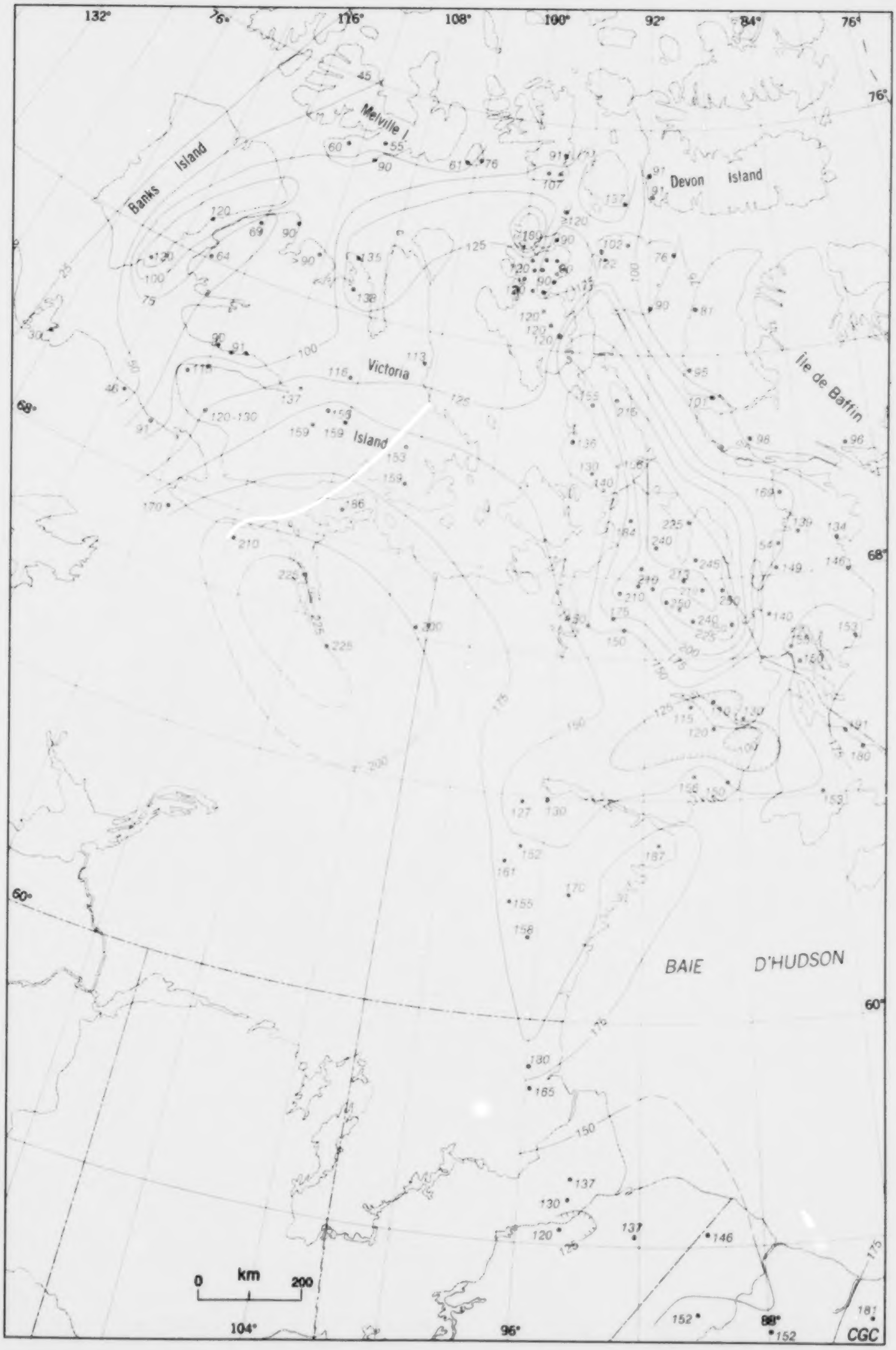


Figure 3.15. Carte d'isolignes de la limite marine.

Isobases

Actuellement, la ligne de rivage la mieux datée et la mieux explorée dans la région centrale de l'Arctique est celle formée vers 9,3 ka (fig. 3-16). À l'intérieur de notre région, l'altitude de ce paléorivage est le mieux documentée dans la région de l'île Somerset et dans la péninsule de Boothia (par ex.: Dyke, 1979a,b), où ce paléorivage s'élève nettement vers l'ouest. Dyke (1984), en s'appuyant sur 49 points d'observation, a tracé les isobases de cette ancienne ligne de rivage, et en a conclu que, sa configuration d'ensemble correspondait à la localisation de la Ligne de partage glaciaire de M'Clintock.

Des données supplémentaires ont été recueillies à l'île Prince of Wales après la publication de la figure 3-16. La limite marine se situe à environ 95 à 100 m d'altitude sur tout le rivage nord de l'île Prince of Wales, et dans la partie est de l'île Russell, juste à côté (fig. 3-15). Des coquilles provenant d'un delta glaciomarin de l'île Prince of Wales (fig. 3-16) ont été datées à 9 470 ± 100 BP (GSC-3679). D'après la figure 3-16, la ligne de rivage de 9 300 BP à ce site devrait se situer entre 180 et 200 m d'altitude; or, elle se situe à 95 m ou légèrement en-dessous. Actuellement, la seule explication raisonnable de l'altitude anormalement basse de la limite marine et de la ligne de rivage de 9 300 BP à l'île Prince of Wales est de faire appel à un mouvement tectonique différentiel entre cette île, l'île Somerset et la péninsule de Boothia.

Climat postglaciaire et évolution de la végétation

Le nord-ouest du Bouclier canadien est approximativement séparé en deux parties par la limite septentrionale des arbres. Des études antérieures (Terasmae et Craig, 1958; Nichols, 1967; Sorenson et al., 1971) ont démontré que la limite des arbres, limite bioclimatique majeure déterminée par la position moyenne du front arctique en juillet (Bryson, 1966), avait subi des fluctuations substantielles durant l'Holocène. Malheureusement, ces quelques études n'en ont pas engendré d'autres, de sorte que notre interprétation actuelle repose encore sur l'étude de seulement trois sites principaux.

Nichols (1972) a résumé les données palynologiques en provenance de cette région. La séquence la plus instructive est celle du lac Ennadai dans le sud du Keewatin. À cet endroit, le climat était généralement plus chaud et plus

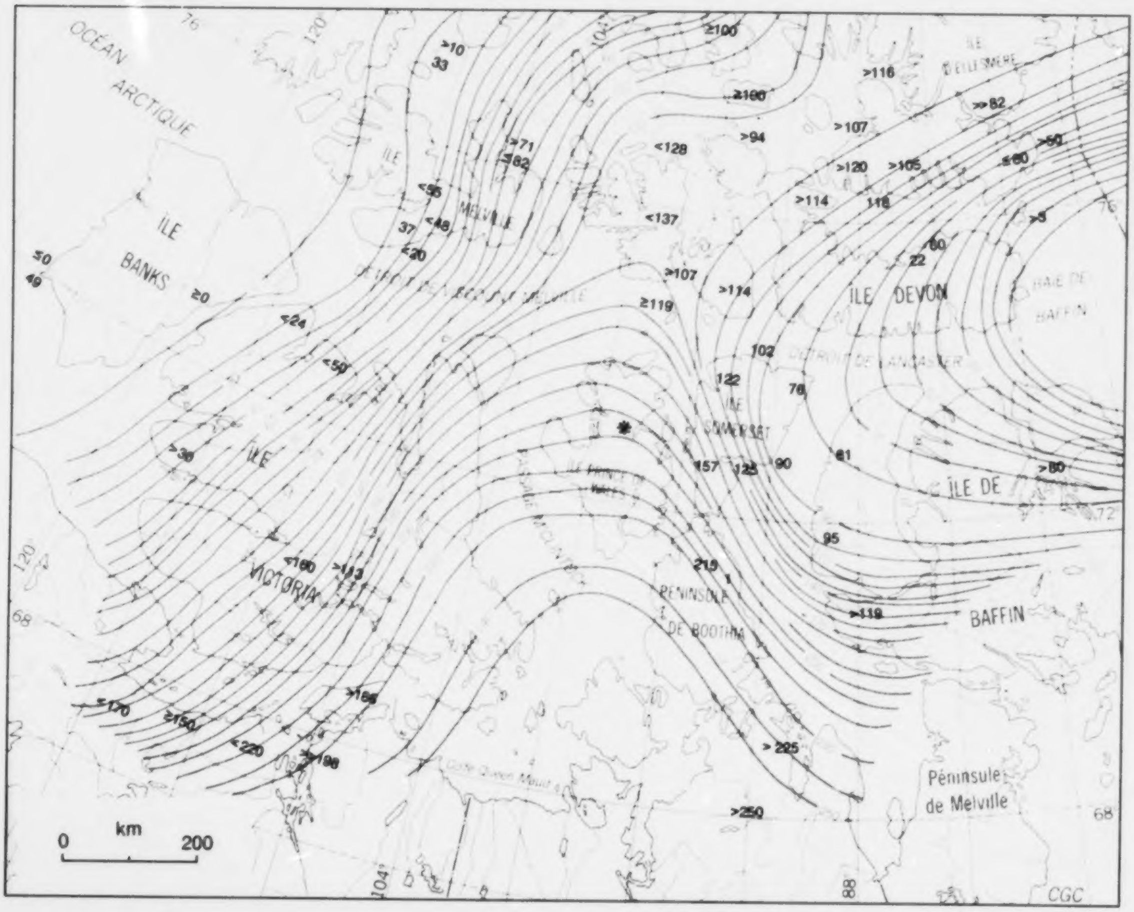


Figure 3.16. Carte d'isobases du paléorivage de 9,3 ka (d'après Dyke, 1984). L'astérisque (*) indique l'emplacement du delta glaciomarin daté à 9 470 ± 100 BP (GSC-3679) et mentionné dans le texte.

humide que le climat actuel entre 2,5 ka et la base du profil, datée à environ 6 ka. Même si des variations climatiques ont eu lieu durant cet intervalle, avec une période relativement fraîche entre 5 et 4,5 ka et une période relativement fraîche et variable entre 3,5 et 2,5 ka, la limite des arbres s'est déplacée au nord de sa position actuelle sur une distance pouvant atteindre 250 km, et s'est peut-être étendue jusqu'au lac Dubawnt. Selon Coker et DiLabio (1979), il n'y aurait pas eu de pergélisol dans le nord-ouest du Manitoba durant cette période. Vers 2,5 ka, une détérioration soudaine du climat a causé une chute d'environ 2 °C des températures moyennes de juillet et un recul de la limite des arbres au sud de sa position actuelle. Cette période froide, qui correspondait globalement à l'instauration des conditions néoglaciaires, a été interrompue par l'avènement de conditions climatiques plus chaudes qu'actuellement, durant l'intervalle compris entre 1,4 ka et environ 0,7 ka, époque à laquelle la limite septentrionale des arbres a avancé à environ 100 km au nord de sa position actuelle. Un climat plus froid qu'actuellement, pendant lequel la limite des arbres a migré au sud de sa position actuelle, a caractérisé les 700 dernières années, et les températures n'ont retrouvé leur niveau actuel que durant le réchauffement survenu durant le siècle actuel.

On ne dispose pour le reste de la région que de quelques données « proxy-environnementales ». Fait intéressant, la végétation, y compris l'espèce Salix arctica, s'est établie dans le nord de l'île Somerset immédiatement après la déglaciation locale, alors que l'île était en majeure partie encore couverte de glace (Dyke, 1983); à cet endroit, un sol enfoui contenant des macrofossiles de Salix a été daté à 9,5 ka. L'île Somerset présente aussi quelques indices de la Néoglaciation. Dans un passé très récent, probablement durant le Petit Âge glaciaire, 12 petites calottes glaciaires se sont formées sur les plateaux de l'île, en réponse à un abaissement de la limite de glaciation jusqu'à une altitude d'environ 300-350 m (Dyke, 1983, p. 29).

LE QUATERNAIRE DU SUD-OUEST DU BOUCLIER CANADIEN

L.A. Dredge et W.R. Cowan

INTRODUCTION

Cette section présente un aperçu de la géologie et de l'histoire du Quaternaire des basses terres d'Hudson, du Bouclier canadien septentrional, en Ontario, et de la partie du Bouclier située dans le nord-est du Manitoba et affectée principalement par les Glaces d'Hudson de l'Inlandsis laurentidien (fig. 3-1). La région est délimitée par la Moraine d'Harricana à l'est, par la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife à l'ouest, par la partie septentrionale de la baie d'Hudson au nord, et par le lac Supérieur au sud. Les discussions qui suivent dépasseront parfois ces limites, notamment lorsqu'il sera question de la région du lac Supérieur. Cette partie du Bouclier canadien revêt une importance considérable pour la stratigraphie glaciaire quaternaire de l'Amérique du Nord; même si une grande partie de la région est déjà cartographiée à une échelle de reconnaissance (carte 1704A), il faudra entreprendre de nombreux travaux de base additionnels, puisque bien des questions sont encore sans réponse.

CADRE RÉGIONAL

Géologie du substratum rocheux

La région repose sur des granites, des gneiss et des roches métasédimentaires et métavolcaniques précambriens du Bouclier canadien; ce socle précambrien est recouvert de roches sédimentaires phanérozoïque, dans la région de la baie d'Hudson (fig.3-3). Les débris dérivés de ces roches et dispersés par les glaciers aident à reconstituer les directions régionales d'écoulement glaciaire.

Dredge, L.A. et Cowan, W.R.
1989: Le Quaternaire du sud-ouest du Bouclier canadien. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 3, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Les roches précambriennes comprennent principalement des ceintures orientées est-ouest, et formées de roches métasédimentaires et de roches vertes parsemées de roches intrusives granitiques et de gneiss. Les glaciers qui ont traversé ces ceintures ont souvent transporté des suites mixtes d'erratiques; il est parfois possible de retrouver le lieu d'origine de certains erratiques et donc de reconstituer les directions locales d'écoulement glaciaire.

Des traînées de dispersion composées de quartzites et tillites à jaspes provenant des environs de Sault Ste. Marie et de Haileybury et, plus loin à l'est, de marbres grenvilliens, indiquent que la glace s'est écoulée vers le sud. La dispersion de diamants erratiques provenant d'intrusions de lamprophyre ou de kimberlite (par ex., Gunn, 1968; Satterley, 1971; Wolfe et al., 1975; Brummer, 1978, 1984) atteste également d'un mouvement vers le sud, à partir de la baie James. La présence de dolomie, de formation de fer, de grauwacke, d'argilite, de quartzite, de chert, de conglomérat et de diabase protérozoïques (Sandford et al., 1968; Bostock, 1969) témoigne d'une dispersion plus importante vers l'ouest, le sud-ouest et le sud-est.

Les roches de l'île Belcher contiennent du jaspe oolitique (Formation de Kipalu) ainsi que du siltstone et du grauwacke noirs ou gris foncé; elles comportent également du siltstone et du grauwacke concrétionnés, associés à la Formation d'Omarolluk (Ricketts et Donaldson, 1981). Ces groupes lithologiques ont été reconnus dans les dépôts glaciaires du sud-ouest de l'Ontario (E.V. Sado, Commission géologique de l'Ontario, communication personnelle, 1984), d'une grande partie de la région au nord du lac Supérieur (Prest, 1963), et de l'Ouest canadien jusqu'en Alberta.

Les roches carbonatées paléozoïques des basses terres de la baie d'Hudson fournissent d'excellents indicateurs pour la reconstitution d'aires régionales de dispersion. Des dépôts glaciaires enrichis en carbonates provenant de ces basses terres sont dispersés vers l'ouest à travers le Bouclier canadien jusque dans le centre nord du Manitoba, et vers le sud jusqu'au lac Supérieur (Geddes et al., 1985) et au centre de l'Ontario.

Physiographie

Les basses terres de la baie d'Hudson au nord, les bassins des Grands Lacs au sud, et la région interposée des hautes terres précambriennes constituent les principales subdivisions physiographiques de la région. Bostock (1970a, b) a donné aux basses terres le nom de « région d'Hudson »; il a divisé le Bouclier canadien en une « région de James » et une « région laurentienne », qu'il a subdivisées en fonction de l'altitude et de la nature du substratum rocheux (fig. 3-17).

Les basses terres de la baie d'Hudson comportent une plaine rocheuse peu élevée et presque plane, formée par l'érosion subaérienne postdévonienne (ce chapitre, Dyke et Dredge, 1989) et recouverte de sédiments glaciaires et marins d'épaisseur variable. L'altitude passe doucement de 0 à 120 m, la seule exception étant la fenêtre de roches protérozoïques des collines Sutton qui s'élèvent 150 m environ au-dessus du territoire environnant.

Les hautes terres de Severn, d'Abitibi et de Kazan sont ondulées et basses, le relief local ne dépassant 60 à 90 m que dans des canyons profonds. L'altitude passe de 0 à 500 ou 600 m. La majeure partie de ces régions repose sur des roches archéennes lithologiquement variées, notamment caractérisées par de nombreuses ceintures de roches vertes traversant des terrains granitiques ou gneissiques. Les hautes terres ont subi plusieurs longues périodes d'érosion subaérienne au cours de l'Archéen supérieur et du Protérozoïque inférieur, du Protérozoïque supérieur et d'une grande partie du Mésozoïque et probablement aussi du Tertiaire. Young (in: Card et al., 1972) a examiné le niveau structural des roches métamorphiques protérozoïques dans la province du Sud, et évalue à au moins 6 000 m l'épaisseur des matériaux érodés depuis le dernier épisode orogénique. Après avoir catalogué les paléoplaines exhumées du Bouclier, Ambrose (1964) a conclu qu'une grande partie de la topographie actuelle de la région est antérieure au Paléozoïque, qu'elle pourrait dater du Protérozoïque moyen et que certaines paléoplaines ont été enfouies et exhumées plusieurs fois sans qu'il y ait eu modification profonde de leur topographie. L'érosion du Bouclier par les glaciers pléistocènes a été faible, peut-être de l'ordre de quelques mètres seulement (par ex., Lawson, 1890; Jahns, 1943; Smith, 1948; Flint, 1971; Gravenor, 1975; Mathews, 1975; Sugden, 1976a, b; Kaszycki et Shilts, 1980).

La région de James englobe diverses sous-régions, notamment la plaine de Nipigon, les collines de Port Arthur, les collines Penokean et la plaine de Cobalt (Bostock, 1970b). La plaine de Nipigon entoure le lac du même nom et repose sur des filons-couches de gabbro et des sédiments relativement plats du Keweenawien, que les eaux de fonte glaciaire ont profondément disséqués. Elle se trouve à environ 270 m d'altitude et son relief local varie de 50 à 200 m. Les collines Port Arthur se composent de filons-couches de diabase et forment une série de cuestas et crêtes à pendage sud, dont l'altitude maximale atteint 482 m, soit une dénivellation de 299 m par rapport au niveau du lac Supérieur. Les collines Penokean ont un relief local maximal de 100 m et sont constituées de sédiments huroniens plissés; elles présentent également des crêtes de quartzite, dont l'altitude atteint généralement 240 à 300 m. La plaine de Cobalt repose sur des sédiments clastiques huroniens presque horizontaux, et quelques crêtes et collines y sont formées par des fenêtres de roches archéennes ou des filons-couches de gabbro.

La région située au sud du front de Grenville comprend l'arche de Frontenac et les hautes terres de Haliburton (Bostock, 1970b). La topographie, dite mamelonnée, comporte des bosses et crêtes arrondies peu élevées, dont l'altitude maximale est de 600 m (semblable à celle des hautes terres de Severn et d'Abitibi).

Les deux Grands Lacs les plus vastes, soit les lacs Supérieur et Huron, bordent le Bouclier canadien, au sud. Le bassin du lac Supérieur occupe un synclinal qui s'est peut-être développé par suite d'un effondrement tectonique et de l'écartement de plaques lithosphériques, entre 1,3 et 0,6 Ga (Card et al., 1972; Wallace, 1981). Le lac Supérieur, bien que principalement d'origine tectonique, a également éte modifié par l'érosion glaciaire et fluviale. Le bassin du lac Huron et celui du lac Michigan, au sud, sont des dépressions partiellement contrôlées par la structure et leurs axes longitudinaux sont associés à des unités plus facilement érodées du bassin structural du Michigan (Hough, 1958). Ces bassins lacustres ont vraisemblablement été occupés par des réseaux fluviaux préglaciaires qui ont été subséquemment érodés par les glaciers pléistocènes (Hough, 1958).

FORMES ET MATÉRIAUX EN SURFACE

La figure 3-18 montre la répartition générale des matériaux en surface et de certaines des principales formes glaciaires. Une attention particulière est portée à la nature et à la distribution des matériaux en surface dans le sud-ouest du Bouclier canadien et aux liens entre les matériaux et les formes de relief. Les discussions portent surtout sur la distribution des matériaux holocènes et tardiwisconsiniens, mais les unités stratigraphiques quaternaires plus anciennes sont aussi abordées.

Till et formes morainiques

Distribution et épaisseur. Le till recouvre une grande partie du substratum rocheux dans la région (fig. 3-18). Sur le Bouclier canadien, le till a rarement plus de 4 m d'épaisseur, mais peut parfois y avoir plus de 30 m (par ex., à proximité de Geraldton et de Hemlo, en Ontario). Souvent, il n'y a qu'une seule nappe de till, et il existe de vastes régions sans accumulation importante de sédiments glaciaires. Par contre, il y a du till presque partout dans les basses terres de la baie d'Hudson, où il est beaucoup plus épais que sur le Bouclier. Plus de 60 m de till ont comblé de larges vallées préglaciaires (par ex., celle du fleuve Nelson au Manitoba), tandis qu'une épaisseur de 145 m a été découverte au cours de forages parrainés par la Commission géologique de l'Ontario. Dans les basses terres, jusqu'à sept nappes de till distinctes sont, soit directement empilées les unes sur les autres, soit séparées par des unités non glaciaires.

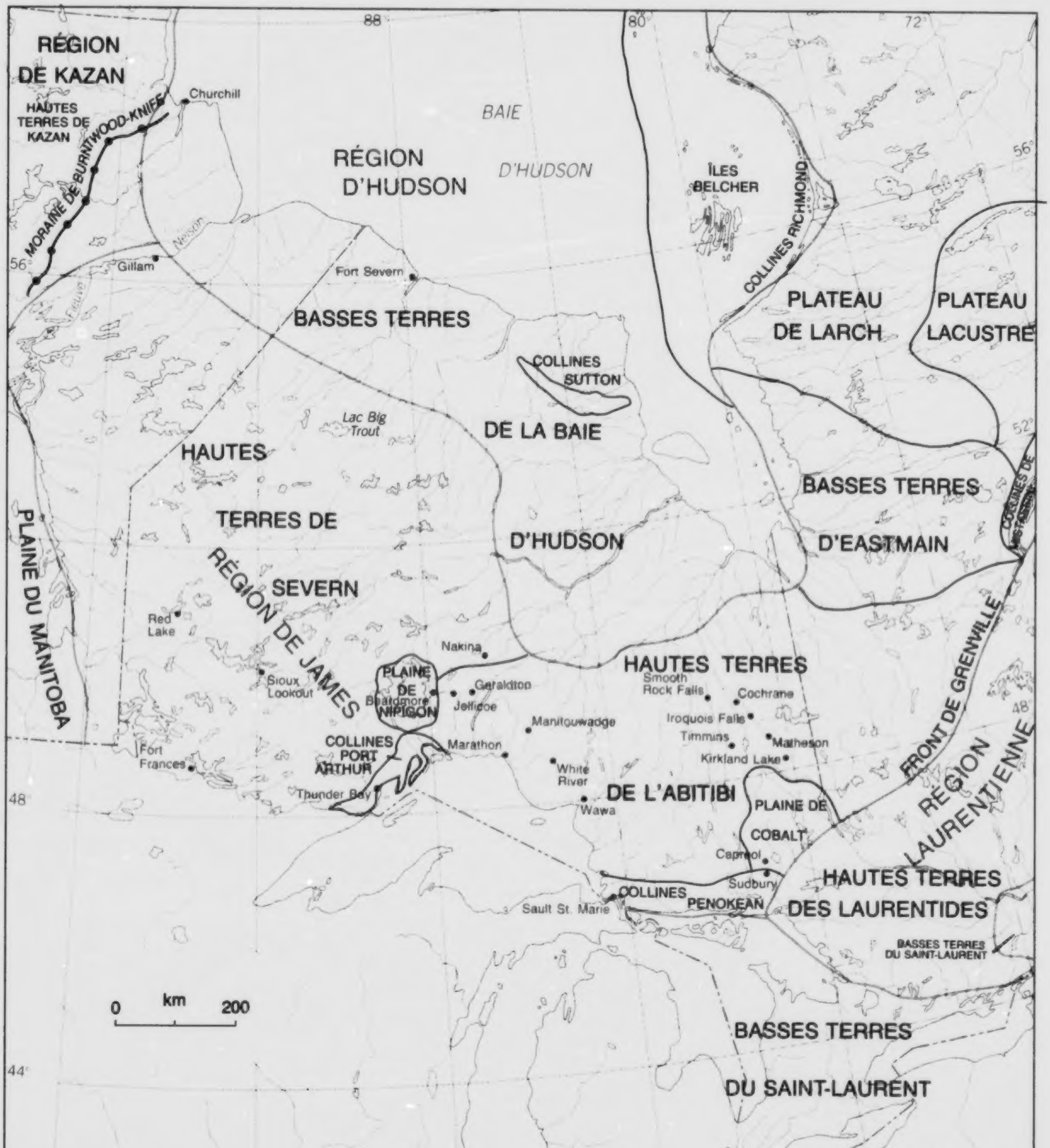


Figure 3.17. Régions et subdivisions physiographiques de la partie sud-ouest du Bouclier canadien (tiré de Bostock, 1970a).

Figure 3.18. Matériaux en surface, principales moraines, eskers et configuration générale des indicateurs d'écoulement glaciaire dans le sud-ouest du Bouclier canadien.

Composition. Il existe deux types distincts de till dans la région. Ceux du premier type sont dérivés du Bouclier canadien, où les lithologies sont principalement ignées et métamorphiques; ils contiennent des clastes cristallins et ont une texture sableuse (la matrice contient en moyenne 75% de sable, 20% de silt et 5% d'argile); la teneur en matériaux carbonatés de la matrice est inférieure à 4% en poids. Les tills du deuxième type sont dérivés en grande partie de roches carbonatées paléozoïques de la plate-forme d'Hudson. Ils sont riches en clastes calcaires (jusqu'à 80% des galets); leur matrice a la texture d'un silt argileux (la matrice contient typiquement 33% de sable, 45% de silt et 22% d'argile) et une forte teneur en matériaux carbonatés (35% en poids: champ de 9 à 52%). Des tills ayant des caractéristiques intermédiaires existent aux endroits où la glace a traversé plus d'un groupe lithologique, ou des dépôts glaciaires plus anciens et de provenance différente.

Les figures 3-19 et 3-20 montrent la distribution régionale des carbonates dans les tills et la dilution progressive des matériaux carbonatés paléozoïques (par incorporation de lithologies précambriennes non calcaires) vers le sud et vers l'ouest, à partir de la baie d'Hudson. Les moraines de Nipigon et de Chapleau marquent la limite méridionale des tills calcaires en Ontario (Karrow et Geddes, 1987). Les tills des environs de Sault Ste. Marie et du lac Supérieur sont pauvres en matériaux carbonatés (Dell, 1975); cependant, dans la région de Geraldton-Hemlo-White River, Sado (1975; Commission géologique de l'Ontario, communication personnelle, 1984), Geddes (1984) et Geddes et al. (1985) ont reconnu des sédiments glaciaires riches en matériaux carbonatés. Ils ont constaté que la teneur la plus élevée en clastes carbonatés (jusqu'à 38%) se trouve dans les faciès de till supraglaciaire (ablation) et la plus faible, dans les tills de fond et les tills de fusion sous-glaciaire. La teneur en clastes carbonatés des tills ontariens baisse rapidement à l'ouest de Geraldton, tandis qu'aucune lithologie carbonatée en provenance de la baie d'Hudson n'a été reconnue à l'ouest de la Moraine de Nipigon (Zoltai, 1965). La figure 3-20 montre l'aire de dispersion des fragments carbonatés dans le nord du Manitoba; les lithologies carbonatées de la baie d'Hudson y subissent une dilution régionale vers l'ouest, jusqu'à une ligne qui s'étend du lac Tadoule jusqu'au coin nord-ouest du lac Winnipegosis. Des traînées de dispersion locales, indicatives de courants glaciaires, sont superposées à cette configuration générale. Il existe une région près de la frontière méridionale Manitoba-Ontario où, en plus des fragments carbonatés provenant des basses terres de la baie d'Hudson, il y a du till carbonaté mis en place par les glaces du Sous-lobe de St. Louis (Nielsen et al., 1982; Zoltai, 1962) qui s'écoulaient vers l'est, traversant le substratum carbonaté du sud du Manitoba. De même, des matériaux carbonatés dérivés de la basse vallée de l'Outaouais ont été mélangés aux tills déposés sur l'arche de Frontenac (Kettles et Shilts, 1987).

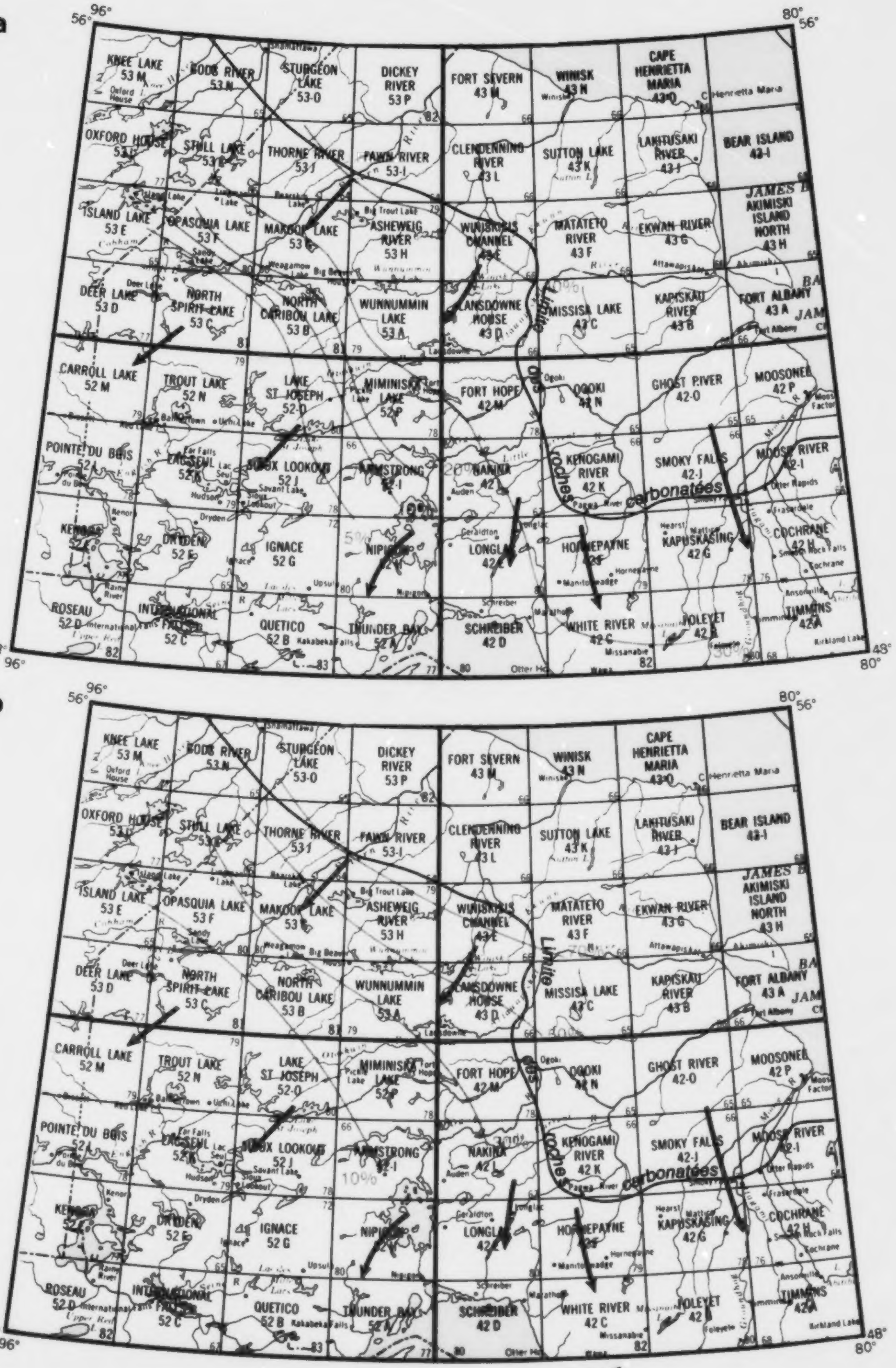
Un troisième type de till, riche en argile et pauvre en cailloux, surmonte les nappes régionales de till sableux et silteux en bordure de la baie d'Hudson. Ce till, appelé Formation de Cochrane (Hughes, 1965), d'après la localité où il a été reconnu pour la première fois, est le produit de crues glaciaires qui ont traversé une zone de dépôts glaciolacustres.

Formes morainiques. Les principales formes associées à la mise en place de till dans cette région sont des plaines unies qui épousent souvent la forme de la topographie rocheuse sous-jacente, des moraines fuselées et des moraines frontales. Les moraines fuselées ou drumlinisées se présentent en vastes champs aux marges convergentes ou entrecroisées. Les champs convergents sont séparés les uns des autres par des moraines orientées parallèlement au sens de l'écoulement glaciaire. Les champs de moraines fuselées représentent vraisemblablement des zones régionales d'écoulement à l'intérieur de l'inlandsis. Les entrecroisements reflètent les changements de l'écoulement glaciaire lors de la déglaciation.

Les moraines fuselées sont normalement associées aux directions régionales d'écoulement glaciaire; or, un autre type de terrain profilé existe dans certaines parties de l'extrême nord de l'Ontario et du nord-est du Manitoba. Il s'agit de formes profilées très allongées, peu prononcées et parallèles, qui se présentent en bandes bien finies de 10 à 25 km de largeur et de 50 à 75 km de longueur. Certaines formes fuselées à l'intérieur d'une même bande ont des extrémités méridionales courbées et entrecroisées. Les formes fuselées sont développées de préférence sur les hauteurs et sont absentes dans les dépressions intermédiaires. Elles se composent de till argileux dérivé de dépôts glaciolacustres, principalement de varves remaniées par la glace, et représentent vraisemblablement des oscillations de la marge glaciaire, surtout des réavancées locales dans les lacs proglaciaires. À proximité de Cochrane, en Ontario, où le till de Cochrane a été étudié pour la première fois, la chronologie des varves indique que les fluctuations ont duré 25 ans (Hughes, 1965). Les bandes profilées semblent donc s'être formées lors de crues glaciaires. D'autres éléments morphologiques appuient cette hypothèse: leur étendue limitée révèle que certaines parties de la marge glaciaire ont cédé brusquement, tandis que d'autres sont restées intactes. Le parallélisme des formes fuselées et la netteté de leurs bords latéraux portent à croire que ces zones représentent des courants glaciaires, c'est-à-dire des zones de glace à écoulement plus rapide qui pourraient avoir été produites par vêlage du front glaciaire. D'autres indices laissent croire que ces réavancées sont survenues lorsque la contrainte de cisaillement à la base de la glace était faible. La présence de formes fuselées sur les hauteurs et leur absence dans les dépressions intermédiaires font penser que l'inlandsis flottait partiellement. La cause de ces crues reste inconnue mais, à en juger par la distribution des formes mentionnées ci-dessus, elles semblent avoir fonctionné en bordure des Glaces d'Hudson durant les dernières phases de la déglaciation. La présence d'un substratum imperméable (argile glaciolacustre et till silteux) a peut-être créé des conditions propices aux crues en ralentissant considérablement le drainage, ce qui aurait produit une couche basale d'eau sous pression qui a servi de plan de glissement pour la glace basale. En outre, la présence de concavités locales le long de la marge glaciaire (petites baies de vêlage) a pu causer un surraidissement local de la pente du front, ce qui aurait provoqué un écoulement accéléré, et la production de courants glaciaires (situation analogue aux courants glaciaires actuels dans l'inlandsis antarctique; Hughes, 1975). Cette progression normale s'est vraisemblablement transformée en crue lorsque la glace devenait suffisamment mince ou l'eau suffisamment profonde pour amener le front à flotter. Le long de la marge glaciaire, la limite d'élasticité aurait alors baissé jusqu'à zéro, permettant ainsi au front d'avancer en crue. L'étendue de la crue glaciaire serait fonction du débit

a

b



Direction de l'écoulement glaciaire ......

CGC

Figure 3.19. Dispersion, dans le nord-ouest de l'Ontario, des carbonates paléozoïques dérivés des basses terres de la baie d'Hudson: a) teneur (%) en carbonates dans la matrice du till; b) teneur (%) en galets carbonatés.

du courant glaciaire alimentant la plate-forme glaciaire, et du support fourni par celle-ci. Les formes fuselées observées marquent des endroits où la plate-forme glaciaire en progression s'appuyait sur des hauts-fonds. Les extrémités arquées et entrecroisées de certaines d'entre elles semblent indiquer que la glace s'est fragmentée en icebergs par suite de l'écoulement extension caractérisant la marge de la plate-forme. Il est fort probable que de nombreuses plates-formes en crue n'ont pas râclé de hauts-fonds et elles n'auraient donc laissé que des diamictons de délestage dans les séquences de varves.

Dans le nord-ouest de l'Ontario, les principales moraines frontales se composent de till et dépôts juxtaglaciaires stratifiés. Certains croient que ces moraines représentent des réavancées régionales (par ex., Zoltai, 1965; Prest, 1970), mais nous les interprétons comme étant principalement des moraines récessionnelles. Dans le nord du Manitoba, les moraines argileuses, qui forment de larges bourrelets très bas aux formes molles, ont probablement été érigées sous l'eau à la ligne d'ancrage. Dans le centre nord de l'Ontario, des moraines de De Geer sont associées au retrait du front du Lobe de Windigo. Ces formes et les moraines côtelées sont relativement peu importantes dans la région.

Dépôts fluvioglaciaires

Dans le sud-ouest du Bouclier canadien, presque tous les dépôts fluvioglaciaires sont d'origine juxtaglaciaire et présentent des caractéristiques fluviodeltaïques. En général, puisque la glace s'est retirée en descendant la pente presque partout dans la région et que les marges glaciaires baignaient dans des lacs glaciaires, il n'y a pas eu formation de dépôts d'épandage fluvioglaciaire. Outre les moraines frontales mentionnées ci-dessus, les moraines interlobaires, les moraines radiales et les eskers constituent les prin-

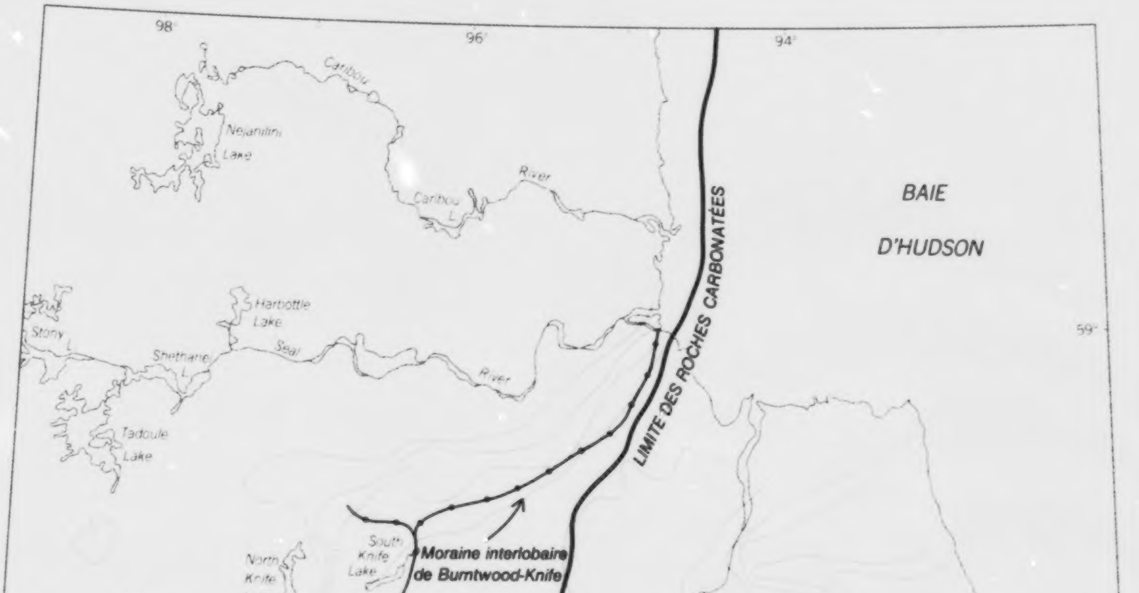


Figure 3.20. Dispersion des carbonates dans le nord du Manitoba: teneur en carbonates (pourcentage de la fraction <2 mm) dans le till de surface. La configuration générale atteste un transport vers l'ouest provenant de la région des carbonates paléozoïques; les teneurs anormalement élevées dans la zone de till riche en carbonates marquent l'emplacement de courants glaciaires à l'intérieur des Glaces d'Hudson (d'après Dredge, 1983c).

cipales formes fluvioglaciaires. Les moraines interlobaires et radiales sont des crêtes larges et massives, constituées de till et de gravier grossier, séparées les unes des autres par des zones composées principalement de sable fin. Elles ont probablement été érigées le long de lignes de suture entre des masses glaciaires confluentes. Les moraines interlobaires d'Harricana et de Burntwood-Knife sont des formes régionales qui ont été érigées entre des domaines glaciaires majeurs (fig. 3-21). L'expression « moraine interlobaire » comprend également des moraines de kames qui sont orientées radialement par rapport à la direction d'écoulement de la glace et qui ont été érigées entre des lobes d'un domaine glaciaire majeur; par exemple, le Lobe de Hayes, au Manitoba (fig. 3-22), est bordé par les moraines interlobaires de Limestone et de Sachigo. Les moraines radiales marquent le raccordement de discontinuités d'écoulement moins importantes. Les eskers vont de formes majeures, comme l'Esker de Munro (fig. 3-18), à des crêtes étroites; ils sont répartis relativement uniformément, mais abondent généralement sur le côté proximal de

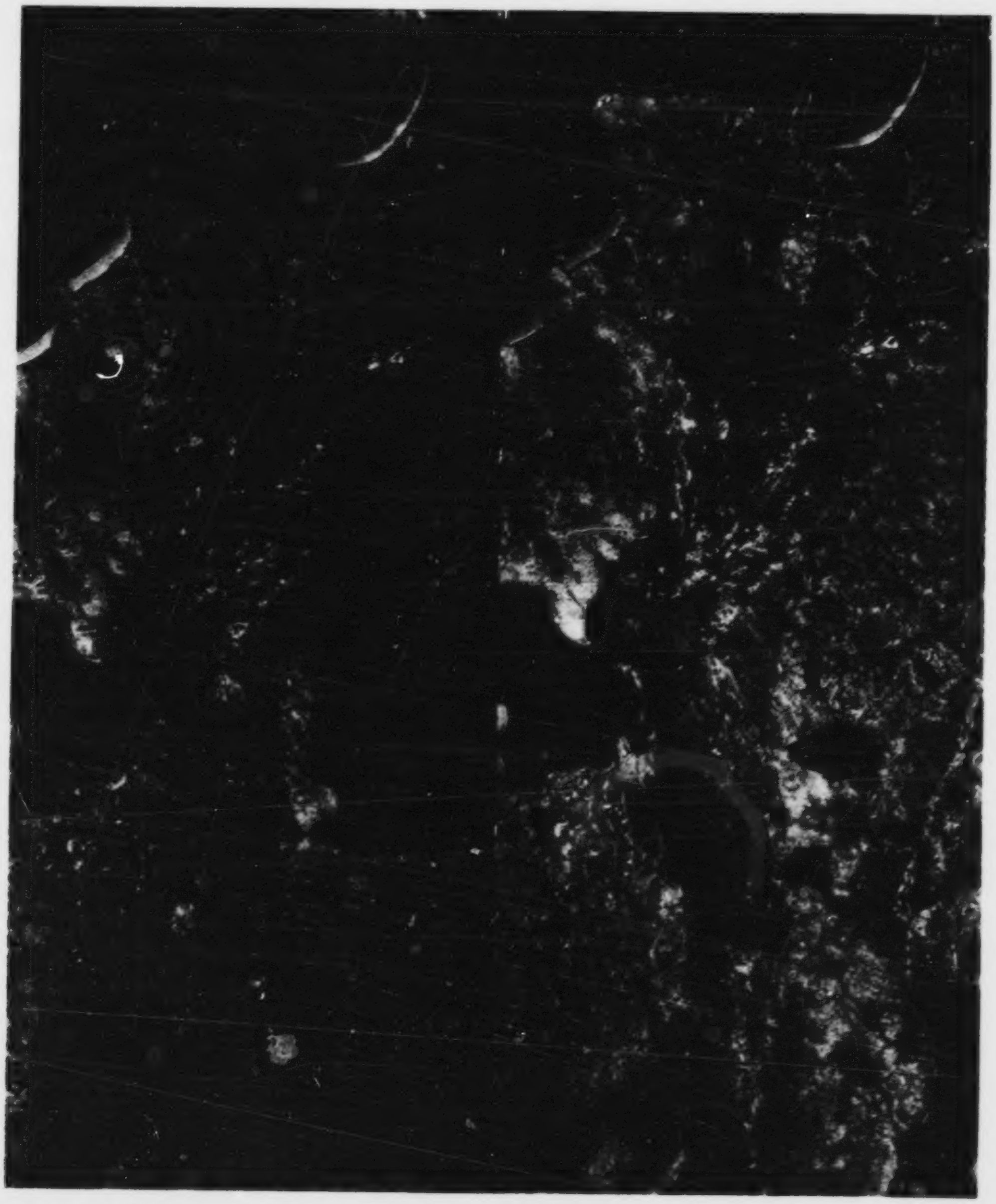
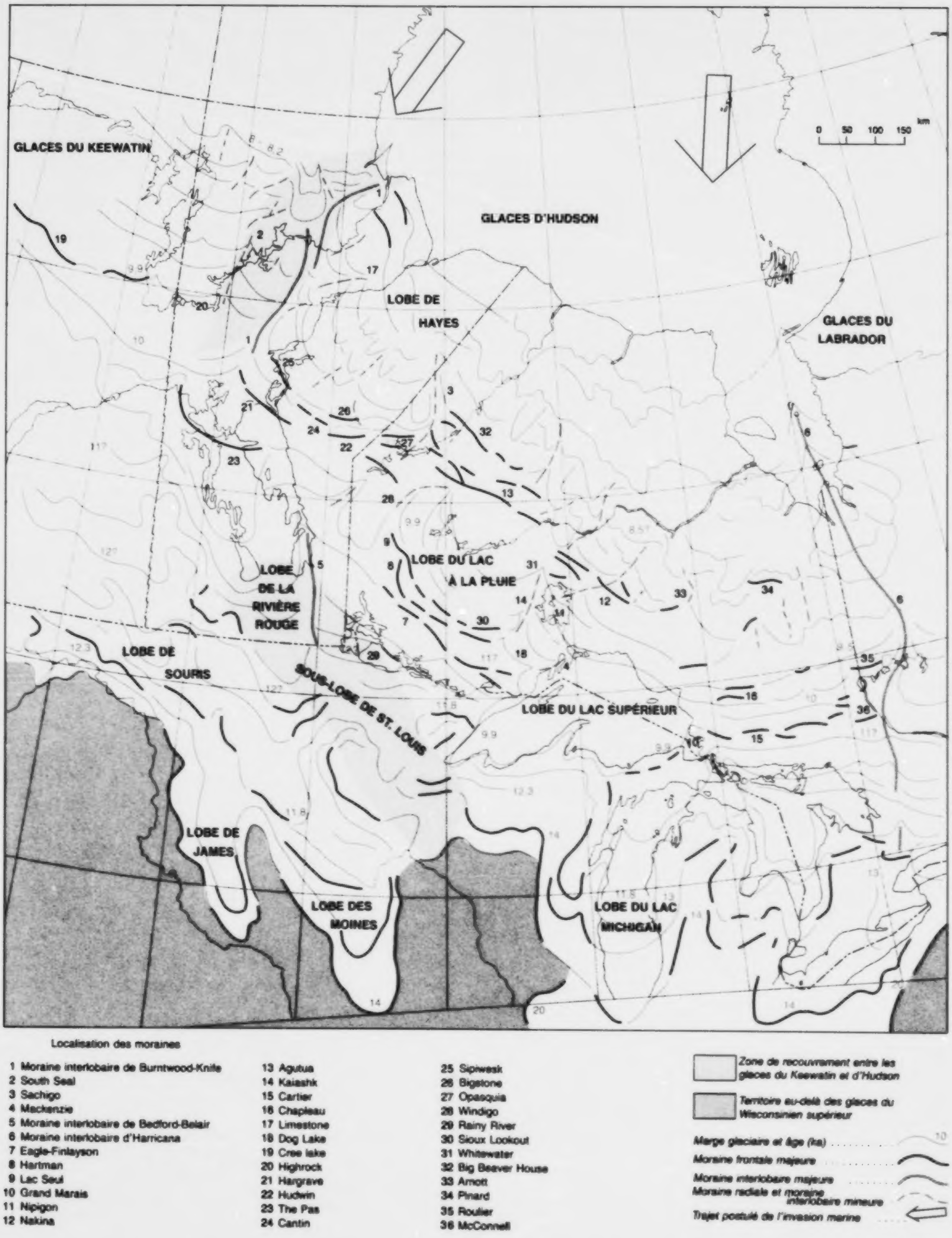


Figure 3.21. Segment de la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife près du lac Settee dans le nord du Manitoba. Le couple stéréoscopique montre la crête principale et les deltas juxtaposés. La moraine est composée principalement de sables et les régions adjacentes, de silts glaciolacustres recouverts de tourbières oligotrophes et minérotrophes. PNA A14988-17, 18.



CGC

Figure 3.22. Schéma du retrait glaciaire dans la région au sud de la baie d'Hudson. La forme digitée des anciennes marges glaciaires est caractéristique d'une masse glaciaire très mobile. Marges glaciaires modifiées d'après Prest (1969).

grandes moraines frontales. Ils contiennent des séquences sédimentaires deltaïques et se composent souvent principalement de sable fin.

Deux types de dépôts fluvioglaciaires enfouis sont visibles dans les coupes. Le premier comprend des graviers à stratification oblique, intercalés entre des nappes de till et souvent associés à d'autres sédiments non glaciaires; ces graviers, interprétés comme étant d'origine fluviatile ou fluvioglaciaire, sont associés au retrait de l'inlandsis. Les sédiments du second type comprennent des lits plus ou moins continus de sable trié massif, ou de sable et gravier, et séparent souvent les nappes de till d'une même glaciation. Ils se trouvent le plus souvent en bordure d'anciens lobes ou courants glaciaires, et représentent vraisemblablement un écoulement sous-glaciaire en nappe, ou encore des moraines radiales ou interlobaires naissantes et éphémères. Lorsque la direction d'écoulement glaciaire a changé, la glace a recouvert ces dépôts relativement minces, détruisant ainsi leurs structures sédimentaires internes.

Dépôts glaciolacustres

Distribution. Les sédiments glaciolacustres se sont accumulés dans des lacs proglaciaires qui se sont développés durant la déglaciation, pendant que la croûte était enfoncée par isostasie ou que l'inlandsis empêchait les cours d'eau de se déverser dans la baie d'Hudson (fig. 3-23). Les lacs les plus vastes étaient les lacs glaciaires Agassiz (partie occidentale de la région) et Barlow-Ojibway (partie orientale de la région), qui en ont ennoyé des milliers de kilomètres carrés, mais à des époques différentes. Des sédiments glaciolacustres tapissent une bonne partie des plaines de till dans les régions submergées par ces lacs et se prolongent au nord sous les sédiments marins au moins jusqu'à la côte actuelle de la baie d'Hudson (fig.3-18). Dans le nord-est de l'Ontario, le Lac Barlow, développé dans le bassin du lac Témiscamingue, s'est étendu vers le nord à mesure que le front glaciaire se retirait. Ce lac prend le nom de Lac Ojibway dans les régions qu'il a occupé au nord de la ligne de partage de la baie d'Hudson et des Grands Lacs (ce chapitre, Vincent, 1989b). L'épaisseur des dépôts

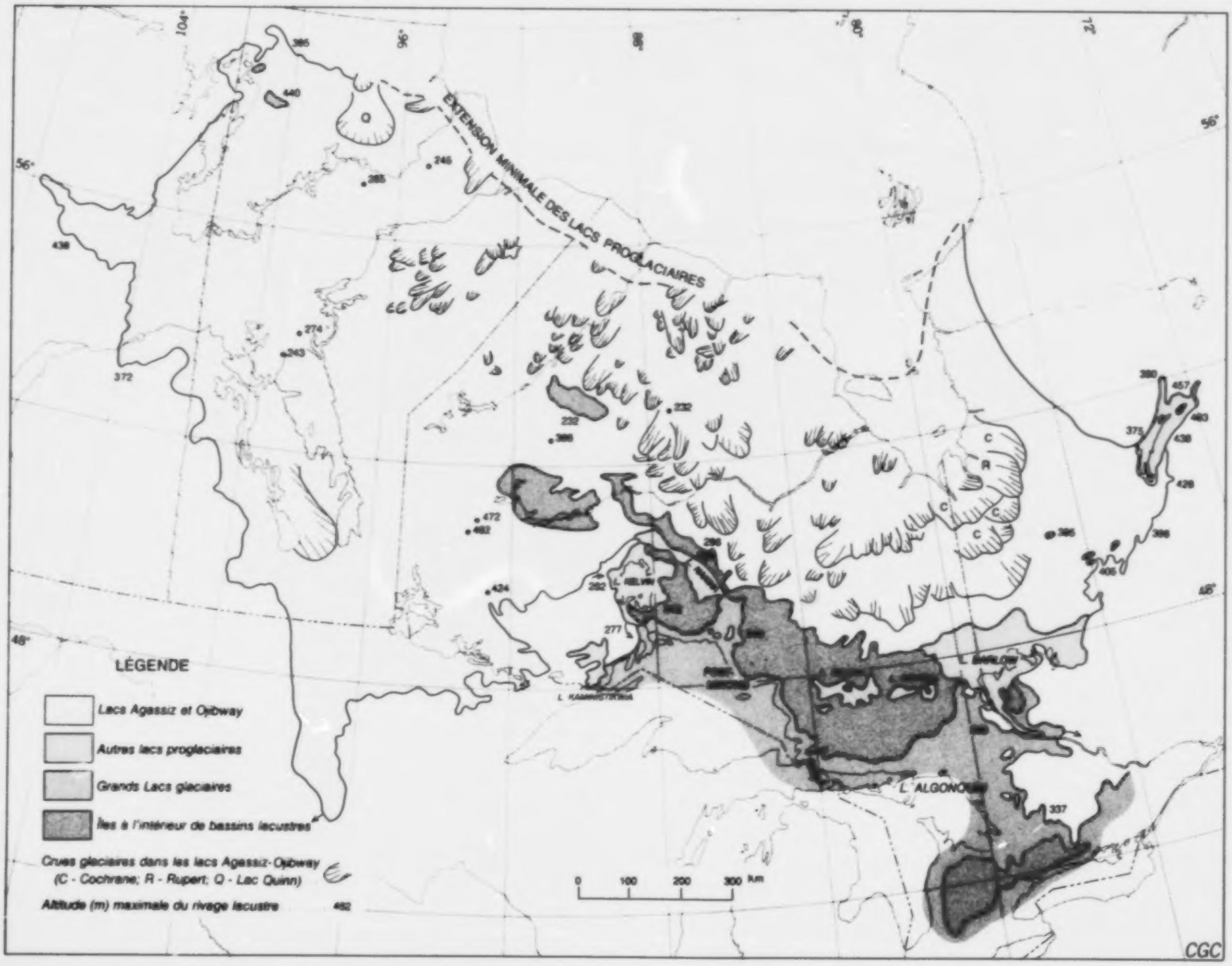


Figure 3.23. Régions du sud-ouest du Bouclier canadien inondées par des lacs glaciaires, et zones où sont survenues des crues de la marge glaciaire en retrait.

varie d'un placage de sable ou d'argile sur le till ou la roche à plus de 60 m d'argile (l'épaisseur locale des sédiments glaciolacustres dépasse 100 m dans la vallée de la rivière Black, près de Marathon, sur la rive nord du lac Supérieur).

Faciès sédimentaires. Cinq faciès sédimentaires sont reconnus: une argile caillouteuse, des unités sableuses substratifiées, des varves, une argile massive et du sable littoral. Le matériau glaciolacustre à la base de la séquence comprend un diamicton argileux et caillouteux qui ressemble à la nappe régionale de till, mais qui est moins dense et à granulométrie plus fine. Il a vraisemblablement été délesté dans le lac glaciaire, possiblement depuis la base d'une rampe de glace qui s'étendait au-delà du glacier ancré. Le faciès suivant est un diamicton sableux (Nielsen et Dredge, 1982) composé de trois sous-unités, une massive, une produite par un courant de turbidité et une autre par écoulement laminaire. Ce matériau a été mis en place par des courants de turbidité là où des tunnels sous-glaciaires débouchaient dans le lac glaciaire.

Les argiles et silts varvés se composent normalement de couches alternées de sédiments rouge-brun et de sédiments gris (fig. 3-24). Quelque 2 075 varves ont été comptées dans le Lac Barlow-Ojibway (Hughes, 1965). L'épaisseur de ces varves décroît vers le haut de la séquence, sans qu'il y ait changement marqué de la granulométrie. Cet amincissement est associé au retrait glaciaire et donc à l'éloignement des sources de sédiments. À proximité de Cochrane, Hughes (1965) a reconnu trois cycles de varves d'épaisseur décroissante, et les a appelés séquence inférieure (Lower sequence), séquence de Frederick House (Frederick House sequence) et séquence de Connaught (Connaught sequence). Il attribue la différence marquée entre l'épaisseur de la partie supérieure de la séquence de Frederick House et celle de la séquence de Connaught à une réavancée glaciaire (une des réavancées de Cochrane) plus loin au nord. Les argiles et silts massifs, sus-jacents aux sédiments varvés, ont été mis en place au-delà des effets des courants de turbidité. Des couches de till argileux et de diamicton délesté, trouvées localement dans les unités varvées et massives, représentent probablement les dépôts proximaux et distaux lors de réavancées (ou crues) dans des lacs glaciaires comme le Lac Ojibway et le Lac Agassiz (Dredge, 1982).

Figure 3.24. Sédiments lacustres varvés (A) surmontant des sables laminés et diamictiques (B et C) probablement déposés dans un lac glaciaire par des courants de turbidité; barrage de Long Spruce sur le fleuve Nelson. 204315-V.

Figure 3.25. Plages du Lac glaciaire Agassiz construites sur des moraines de kame près du lac Quinn, Manitoba septentrional. 204036-P.

Les dépôts de sables littoraux sont rares, vraisemblablement parce que les niveaux lacustres ont baissé trop rapidement pour permettre le développement de grandes plages; des exceptions existent là où de grandes moraines, comme celle d'Agutua, ou de grands eskers, comme celui de Munro, ont fourni un volume considérable de sédiments triés à remanier. Des plages bien développées se sont formées rapidement dans de tels milieux (fig. 3-25). Aux endroits où les sédiments glaciaires sont peu épais, le substratum rocheux est souvent délavé dans les principaux bassins lacustres.

Morphologie. Sur de vastes étendues au Manitoba et dans le nord de l'Ontario, les dépôts lacustres forment une plaine d'argile horizontale qui porte des traces (sillons) formées par les icebergs (fig 3-26). La région est mal drainée et recouverte de muskeg. Localement, d'autres formes sont associés aux dépôts glaciolacustres, notamment des moraines de De Geer (près de la Moraine de Windigo) et des replats deltaïques en bordure d'eskers. Dans le sud du Manitoba (et le nord de l'Ontario), des lignes de rivage multiples et de grands deltas marquent l'ancien rivage sud-ouest du Lac Agassiz, aux endroits où le lac était endigué par le relief local plutôt que par le front glaciaire et où de grandes rivières transportaient des sédiments jusque dans le bassin lacustre. D'autres lignes de rivage et grands deltas sont bien développés à certains endroits le long de la rive septentrionale du lac Supérieur, là où des rivières s'écoulant vers le sud débouchaient dans des lacs de haut niveau.

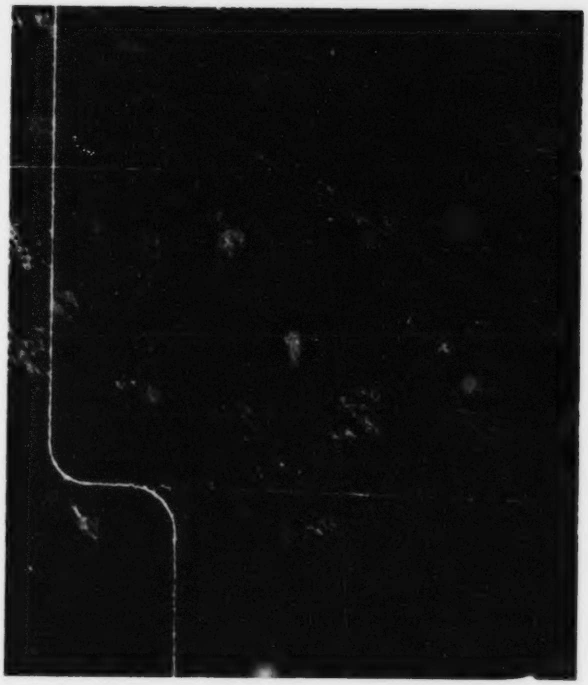


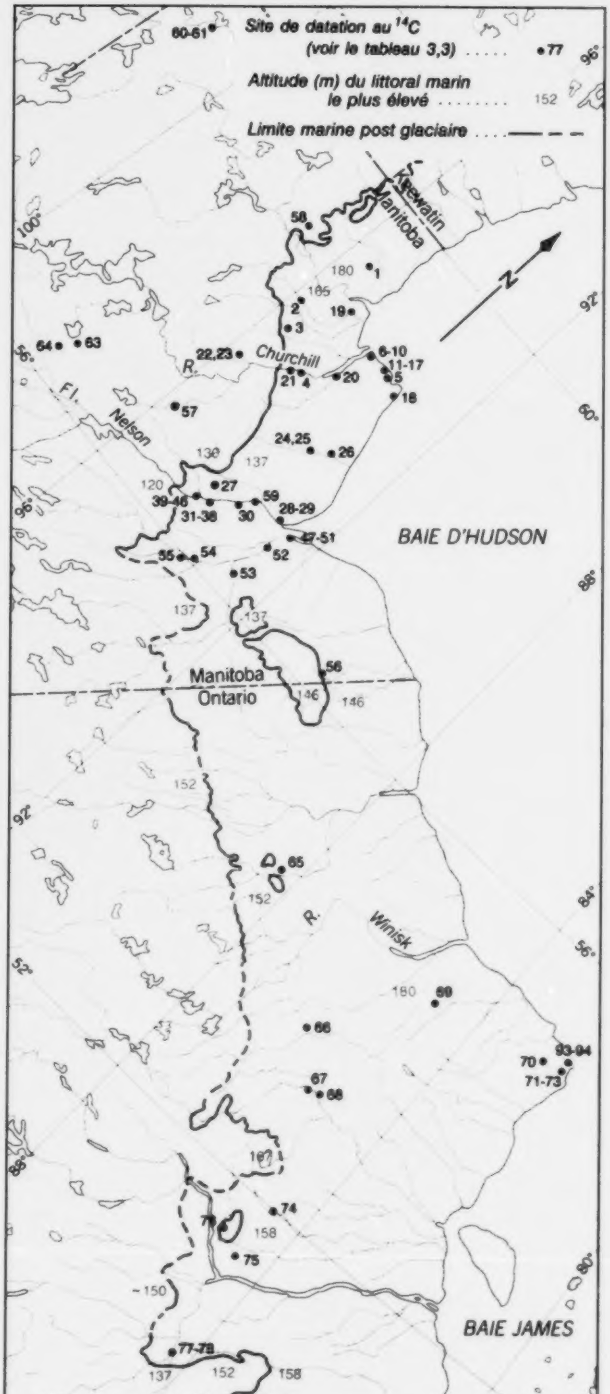
Figure 3.26. Sillons désordonnés formés par des icebergs sur le fond du Lac glaciaire Agassiz, Manitoba septentrional. PNA A21815-40.

Dépôts marins et glaciomarins

Distribution. Lors de la déglaciation des basses terres de la baie d'Hudson, la Mer de Tyrrell, alors à son plus haut niveau, a envahi la région isostatiquement déprimée autour de la baie d'Hudson, s'étendant jusqu'à 300 km à l'intérieur des terres (fig. 3-27). Dans la région étudiée, le périmètre de la mer était généralement similaire à celui de la côte actuelle, bien que de grandes îles aient existé au large de ce qui est aujourd'hui la frontière Manitoba-Ontario et que la côte fût beaucoup plus échancrée qu'aujourd'hui. Les dépôts ont généralement 3 ou 4 m d'épaisseur le long de la côte actuelle et s'amincissent à l'intérieur des terres pour ne former qu'un placage près de la limite marine supérieure. Ils peuvent atteindre jusqu'à 100 m d'épaisseur là où, de grandes rivières se déversaient dans la mer (par ex., le long du fleuve Nelson qui drainait une grande partie des prairies de l'Ouest, alors déglacées.

Faciès sédimentaires. Une boue caillouteuse riche en fragments de coquilles constitue le faciès marin inférieur. Son meilleur affleurement se trouve près de l'embouchure de la rivière Churchill, à proximité de la zone de confluence des glaces du Keewatin et d'Hudson. D'origine glaciomarine, cette boue a vraisemblablement été déposée dans la mer directement par un glacier. À proximité de la baie James, les dépôts lacustres sont séparés d'unités marines superposées par un horizon de blocs, de cailloutis et de blocs d'argile remaniée. D'après Skinner (1973), ces matériaux témoignent d'une érosion subaquatique par des courants hypopycnaux créés par l'invasion de la mer. Des horizons similaires trouvés au Québec sont attribués à la vidange rapide du Lac glaciaire Ojibway (par ex., Hardy, 1982b). Ailleurs dans les basses terres, les sédiments de la Mer de Tyrrell forment une séquence régressive typique, passant des argiles à la base aux sables au sommet, ce qui semble indiquer que les hauts niveaux de la Mer de Tyrrell ont été atteints dès l'invasion marine et que la mer a ensuite continuellement régressé pour atteindre le niveau marin actuel.

Principales formes superficielles. Les sédiments de la Mer de Tyrrell forment une couverture sur le till et les plaines lacustres et ennoient les accidents topographiques des basses terres. À plusieurs endroits, des levées de plage surmontent la plaine unie. La grande plage (Great Beach), qui est la plus imposante de ces formes littorales, varie en largeur de 200 à 800 m et comporte des levées de plages multiples et des flèches. Elle peut être suivie sur une distance d'environ 800 km, à partir de l'extrémité septentrionale de la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife, à travers le nord-est du Manitoba et dans le nord de l'Ontario jusqu'à la rivière Winisk. Une autre grande série de levées de plage existe dans le nord de l'Ontario entre le fleuve Nelson et les collines Sutton, à une altitude comprise entre 60 m et le niveau marin actuel (fig. 3-28). L'existence de ces volumineux dépôts graveleux et sableux est quelque peu anormale, puisque la plupart des matériaux dont ces dépôts pourraient dériver dans la région se composent d'argiles glaciolacustres et de tills silteux. L'aspect massif et la localisation de ces levées de plage suggèrent qu'il s'agit des restes remaniés de sédiments sableux juxtaglaciaires. La grande plage (Great Beach) s'est peut-être développée le long d'une ancienne moraine de limite d'ancrage. Les vastes plages du nord de l'Ontario sont plus difficiles à expliquer: elles pourraient marquer la position d'une succession de marges glaciaires ancrées, ou encore



l'endroit où des débris de contact glaciaire se sont détachés de la base de l'inlandsis.

Dépôts organiques

La plus grande étendue de terrains organiques au monde se trouve dans les basses terres de la baie d'Hudson et la partie adjacente du Bouclier canadien. Des marécages, des tourbières minérotrophes, des tourbières oligotrophes boisées et de la tourbe de toundra se sont développés sur les plaines glaciolacustres et marines, horizontales et mal drainées. Au cours des 8 000 dernières années, jusqu'à 4 m de sédiments organiques se sont accumulés sur les terrains tourbeux antérieurement inondés par les lacs glaciaires Agassiz et Ojibway. Les terrains tourbeux qui reposent sur les dépôts marins plus jeunes s'amincissent au fur et à mesure que l'on s'approche de la côte actuelle.

Une couverture de tourbe semi-continue tapisse toutes les régions mal drainées dans la forêt boréale et au-delà (fig. 3-29). Le mésorelief des tourbières est constitué de dépressions thermokarstiques, de palses et de polygones de toundra.

Dans le nord des basses terres de la baie d'Hudson, de nombreux dépôts organiques contiennent un volume considérable de glace sous forme de glace interstitielle, de minces couches de glace, et de glace de ségrégation (palses et coins de glace). L'isolation thermique assurée par la tourbe a créé des conditions propres au développement de la glace de sol dans des régions qui, à en juger par le climat, ne devraient pas se situer dans la zone pergélisolée.

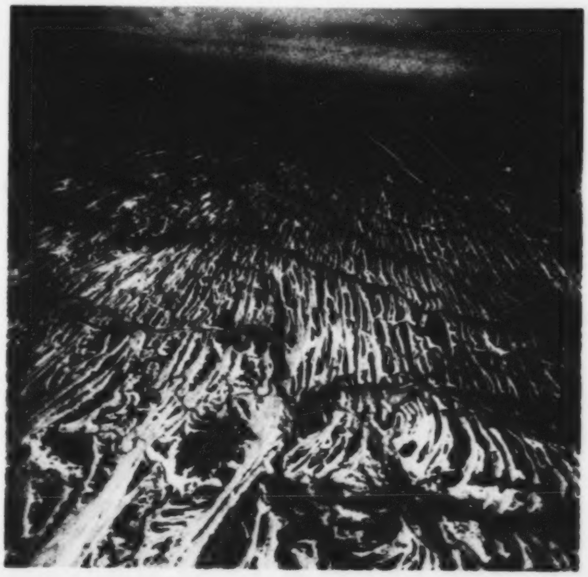


Figure 3.28. Séries de plages soulevées dans le nord-ouest de l'Ontario; la baie d'Hudson se trouve à droite. PNA T131L-22.

Figure 3.27. Limite de la submersion marine postglaciaire dans le sud-ouest du Bouclier canadien (altitude en mètres) et localisation des échantillons datés au ^{14}C présentés au tableau 3.3.

Figure 3.29. Terrains organiques dans les basses terres de la baie d'Hudson : (a) tourbe de toundra avec polygones de coins de glace et lacs thermokarstiques ; (b) tourbière boisée (épinettes), avec environ 4 m de tourbe. 1-16-78, 204035-Q.

Manitoba
Dredge et Nielsen (1985), Klassen (1986)

Tourbe et depôts fluviatiles Depôts de la Mer de Tyrrell	interglaciaire actuel
varves till argileux varves et diamictons sableux	retrait des glaces en bordure du lac Agassiz avec crues jusque dans ce lac
till de la F. de Wigwam Creek sable et gravier till sable et gravier till	Glaciation du Wisconsinien avec écoulement glaciaire de direction variable
Sediments de Gods River	Interglaciaire de Sangamon[1]
Till d'Amery	glaciation
(sol)	interglaciaire froid
Till de Sundance	glaciation
Diamictons et graviers de Mountain Rapids	intervalles glaciaires et non glaciaires

Baie James
Skinner (1973)[2]

Unite terrestre Unite marine	interglaciaire actuel
Unite glaciolacustre Till de Kipling Sediments de Friday Creek	(b) Stade glaciaire (a) du lac Ojibway retrait des glaces et crues dans le lac Ojibway interstade
Till d'Adam	Glaciation du Wisconsinien
Formation de Missinaibi[3]	Interglaciaire du Sangamonien
Till III sable et silt Till II sable et silt Till I	glaciation, avec marge glaciaire oscillant dans un lac proglaciaire

Ensemble des basses-terres
Shilts (1984a)

Tourbe et depots fluviatiles Sediments de la Mer de Tyrrell	interglaciaire actuel	0.036[5]
varves	lac Agassiz-Ojibway	
Till de Cochrane Till de Kipling	reavancee partielle glaciation	
varves de Friday Creek	deglaciation du Wisconsinien*	0.065[5]
Till	glaciation	
gravier de Fawn River	deglaciation du Wisconsinien*	0.14[5]
Till d'Adam	glaciation	
lits de Missinaibi[4]	interglaciaire du Sangamonien*	0.2[5]
till	glaciation	
sable et gravier, silt	interstade	
till	glaciation	
sable et varves	interstade	
till	glaciation	
	interglaciaire*	
till	glaciation	

* baie d'Hudson libre de glaces

[1] En admettant que les silts de Port Nelson soient d'âge sangamonien
[2] La stratigraphie proposée par Skinner (b) est essentiellement la même que celle de McDonald (1969)
[3] Incluant les lits marins
[4] La position stratigraphique des lits marins est incertaine
[5] Rapport d'acides aminés, d'après J.T. Andrews, University of Colorado, communication personnelle, 1986

Figure 3.30. Coupes stratigraphiques composites et interprétations de la lithostratigraphie dans les basses terres de la baie d'Hudson.

LITHOSTRATIGRAPHIE DES BASSES TERRES DE LA BAIE D'HUDSON

Les basses terres adjacentes à la baie d'Hudson et à la baie James contiennent un grand nombre de coupes où sont exposées des unités glaciaires multiples ponctuées de dépôts non glaciaires. L'importance de ces dépôts pour ce qui est de la reconstitution de l'histoire glaciaire quaternaire de l'Amérique du Nord est connue depuis longtemps; en effet, ils témoignent d'événements survenus au cœur des principaux inlandsis. L'existence, dans cette région, de centres d'accumulation et de dispersion glaciaires donne lieu à de vives discussions. Puisque l'interprétation des unités lithostratigraphiques connues reste controversée, les pages suivantes en présentent une description relativement complète.

La stratigraphie des basses terres de la baie d'Hudson comprend au moins trois tills anciens (vraisemblablement pré-sangamoniens), une formation interglaciaire, plusieurs tills plus jeunes (wisconsiniens) séparés par des couches de sable et de silt d'origine incertaine et donc controversée, et une séquence lacustre et marine postglaciaire.

Aucune coupe ne présente la succession complète des unités, et des coupess voisines sont souvent très différentes les unes des autres; la figure 3-30 montre les colonnes stratigraphiques composites généralisées des trois rpincipales régions. Les séquences sont généralement plus complexes et contiennent un plus grand nombre d'unités de till aux extrémités occidentale et orientale des basses terres qu'au centre, probablement parce que les deux extrémités étaient des zones interlobaires où il y avait écoulement en provenance de deux centres de dispersion différents, au moins durant la glaciation wisconsinienne. La figure 3-31 montre la position de différentes coupes stratigraphiques dans l'ensemble des basses terres, lesquelles coupes servent de fondement pour cette interprétation des événements. Il s'est avéré difficile d'interpréter la stratigraphie, car toutes les coupes sont incomplètes, certains tills ont peu de caractères distinctifs et sont difficiles à corréler, et il existe des problèmes quant au rang et à la genèse des unités, notamment des unités silteuses, sableuses et graveleuses intercalées entre les tills et dépourvues de matières organiques. Dans cette section, les principales couches organiques trouvées entre les tills ou au-dessous (appelées plus loin Formation de Missinaibi et Sédiments de Gods

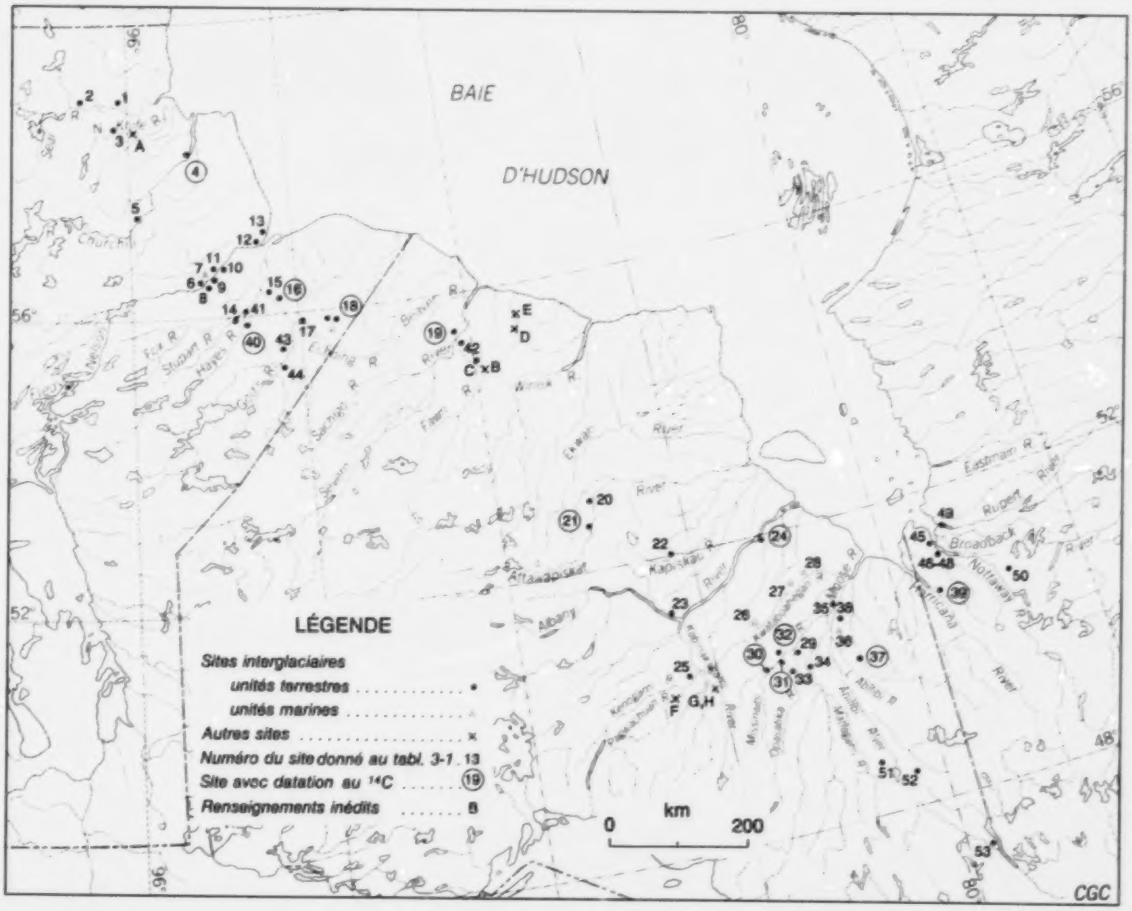


Figure 3.31. Sites contenant des matériaux d'origine probablement interglaciaire, et localisation des coupes présentées à la figure 3.32.

River) servent de lits repères et sont présumées représenter l'Interglaciaire sangamonien. Les problèmes associés à cette hypothèse sont décrits plus loin.

Unités antérieures à la Formation de Missinaibi

Les tills et les sédiments intercalaires qui sont sous-jacents à la Formation de Missinaibi, sont abondamment exposés

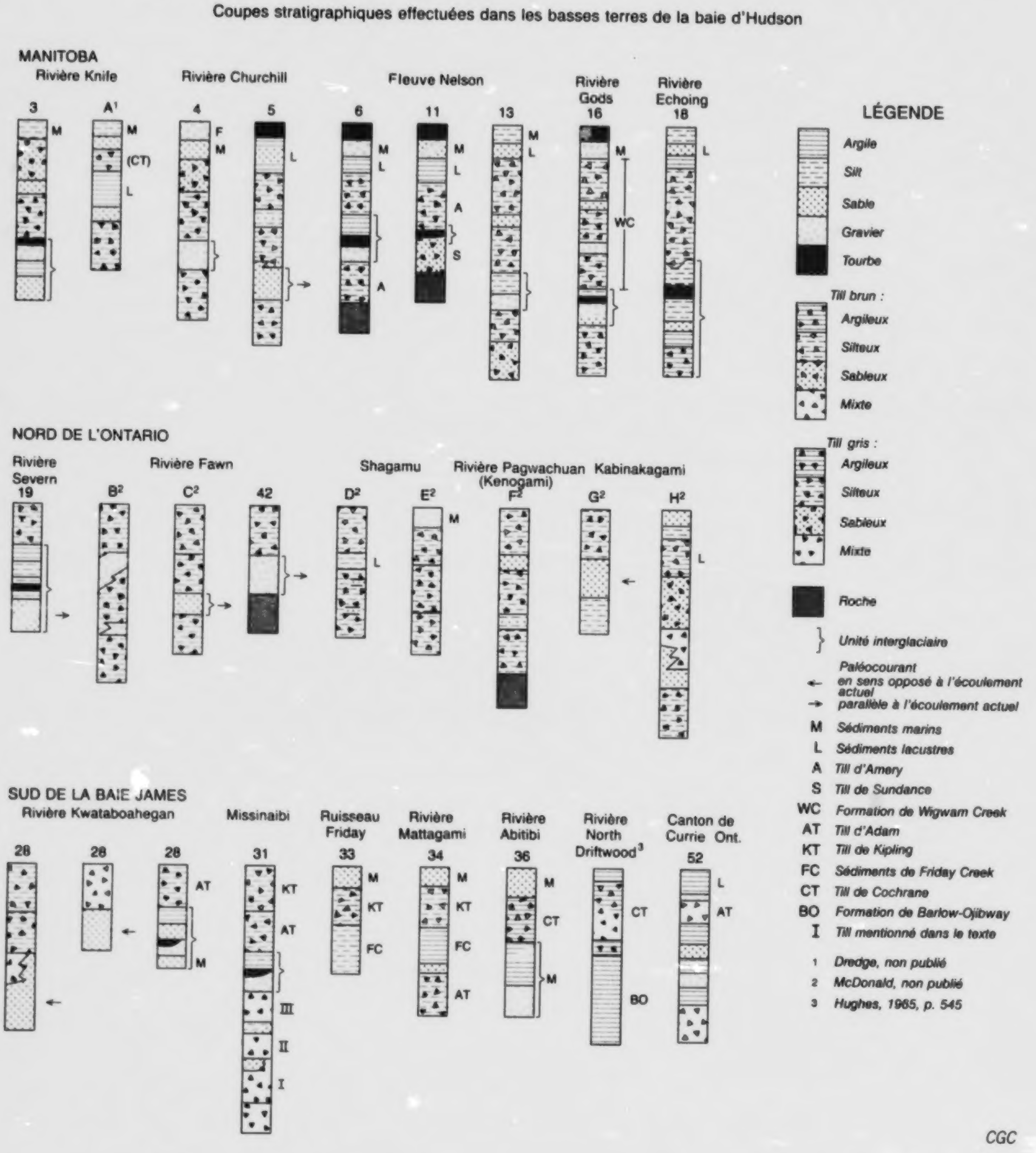


Figure 3.32. Coupes stratigraphiques mesurées, basses terres de la baie d'Hudson. Les numéros ou lettres en tête des colonnes stratigraphiques sont ceux des sites localisés à la figure 3.31, et énumérés au tableau 3.1.

le long de la rivière Missinaibi et d'autres affluents de la rivière Moose, en Ontario, dans de nombreuses coupes le long du fleuve Nelson, de la rivière Hayes et de ses affluents, au Manitoba, et à certains endroits dans le nord-ouest de l'Ontario. Terasmae et Hughes (1960a, b) et Skinner (1973) ont reconnu trois tills sableux, désignés I, II et III de la base au sommet, sous les lits repères de Missinaibi le long de la rivière du même nom (31 à la fig. 3-32). Shilts (1984a) a reconnu un quatrième till trouvé directement sous le till I. Les tills I, II et III sont séparés par des argiles et silts feuilletés, des sables oxydés dont les structures indiquent des paléocourants de sens opposé à celui d'aujourd'hui, et des diamictons intercalaires. D'après Skinner (1973), ces tills représentent des oscillations dans un lac proglaciaire endigué par les Glaces du Labrador qui se déplaçaient vers le sud. Or, Shilts (1984a) a constaté que les couches graveleuses sont fortement altérées et pourraient représenter des intervalles non glaciaires majeurs, plutôt que des zones d'oxydation associées à des fluctuations d'eaux souterraines. À proximité de la baie James, les glaces qui ont déposé les tills antérieurs à la Formation de Missinaibi s'écoulaient vers le sud-ouest (Skinner, 1973), tandis qu'au nord-ouest de la baie, elles s'avançaient franc sud (McDonald, 1971).

Au Manitoba, au site de Henday le long du fleuve Nelson (6 à la fig. 3-32; fig. 3-33; Nielsen et Dredge, 1982; Dredge et Nielsen, 1985; Nielsen et al., 1986), un till calcaire silteux, gris foncé, contenant des fragments de coquilles (Till d'Amery), repose directement sous une unité interglaciaire. Tout près de là, à Sundance (11 à la fig.

Tableau 3-1. Sites interglaciaires sélectionnés, basses terres de la baie d'Hudson.

Numéro du site (voir fig. 3-31)	Localité	Références	Âge ^{14}C (années BP)
1	Great Island/RivièreSeal	Taylor, 1961	
2	Seal/Rivière Seal	Dredge et al., 1986	
3	Knife/Rivière North Knife	Dredge et al., 1986	
4	Rapides Limestone/Fleuve Churchill	Dredge et Nielsen, 1985	
5	Rapides Mountain/Fleuve Churchill	Dredge et Nielsen, 1985	>32 000 (GSC-3074)
6	Henday/Fleuve Nelson	Nielsen et Dredge, 1982	
7	Limestone/Fleuve Nelson	Nielsen et Dredge, 1982	
8	Cofferdam/Fleuve Nelson	L.A. Dredge, non publié	
9	Fleuve Nelson	Nielsen et Dredge, 1982	
10	Falaises Eagle/Fleuve Nelson	Nielsen et Dredge, 1982	
11	Sundance/Fleuve Nelson	Nielsen et Dredge, 1982	
12	Flamborough/Estuaire du Nelson	Dredge et Nielsen, 1985	
13	Port Nelson/Estuaire du Nelson	Dredge et Nielsen, 1985	
14	Ruisseau Twisty/Rivière Stupart	Dredge et Nielsen, 1985	
15	Rivière Gods	Netterville, 1974	
16	Rivière Gods	Netterville, 1974	>41 000 (GSC-1736)
17	Shamattawa	McDonald, 1969	
18	Ruisseau Echoing	Dredge et Nielsen, 1985	>37 000 (GSC-892)
19	Rivière Severn	Tyrrell, 1913; McDonald, 1969	>41 000 (GSC-1011)
20	Rivière Attawapiskat	McDonald, 1969	
21	Rivière Attawapiskat	Prest, 1963	>35 800 (GSC-83)
22	Rivière Kapiskau	McDonald, 1969	
23	Rivière Albany	Williams, 1921	
24	Rivière Albany	Martison, 1953; Skinner, 1973	>54 000 (GSC-1185)
25	Rivière Kenogami	Skinner, 1973	
26	Rivière Kwataboahegan	McDonald, 1969	
27	Rivière Kwataboahegan	Bell, 1904; Wilson, 1906	
28	Rivière Kwataboahegan	McDonald, 1969	
29	Rivière Opasatika	McLearn, 1927; Terasmae et Hughes, 1960a	
30	Rivière Missinaibi	Bell, 1879b, Terasmae et Hughes, 1960a	>42 000 (GrN-1921)
31	Rivière Missinaibi	Wilson, 1906; Terasmae et Hughes, 1960a	>50 000 (GrN-1435)
32	Rivière Soweska	Bell, 1904; McLearn, 1927	>42 600 (L-369b)
33	Rivière Opasatika	Terasmae et Hughes, 1960a; Skinner 1973	
34	Chutes Smoky/Rivière Mattagami	Keele, 1921	
35	Rivière Moose	Bell, 1904; Keele, 1921	
36	Rapides Otter/Rivière Abitibi	Prest, 1966	
37	Rivière Little Abitibi	Prest, 1970	>43 600 (GSC-435)
38	Onakawan	Dyer et Crozier, 1933	
39	Harricana	Stuiver et al., 1963	>42 000 (Y-1165)
40	Rivière Hayes	Tyrrell, 1913; McDonald, 1969(?)	
41	Confluence de la rivière Stupart	Dredge et Nielsen, 1985	
42	Rivière Fawn	McDonald, 1969	
43	Rivière Gods	Tyrrell, 1913	
44	Rivière Gods	Tyrrell (?)	
45	Rivière Nottaway, Québec	Hardy, 1982b	
46	Rivière Nottaway, Québec	Hardy, 1982b	
47	Rivière Nottaway, Québec	Hardy, 1982b	
48	Rivière Nottaway, Québec	Hardy, 1982b	
49	Rivière Rupert, Québec	Hardy, 1982b	
50	SW du Lac Dionne	Hillaire-Marcel et Vincent, 1980	
51	Ruisseau Kidd	Lowdon et Blake, 1979	>28 000 (GSC-1633)
52	Matheson	Brereton et Elson,1979	>37 000 (GSC-2148)
53	Rivière Montréal	Lowdon et al., 1971	>42 000 (GSC-1299)

3-32), le Till d'Amery repose sur un deuxième till plus sableux dérivé de roches granitiques. Ils sont séparés par une zone pollinifère oxydée et lessivée, qui est vraisemblablement le vestige d'un paléosol développé dans un milieu non glaciaire où dominait la toundra. Les coupes du fleuve Nelson semblent donc attester l'existence de deux glaciations antérieures à la Formation de Missinaibi, séparées par un interglaciaire frais. Les stries, la texture et la lithologie indiquent que la première avancée est venue du nord (Keewatin) et la deuxième, de l'est (baie d'Hudson ou Québec-Labrador). Le centre de dispersion glaciaire se trouvait peut-être dans la baie d'Hudson, puisqu'à proximité de la rivière Gods, les glaces qui ont déposé ce qui pourrait être ce deuxième till sont venues du nord-est (Netterville, 1974).

Unités du Missinaibi et de Gods River (Interglaciaire sangamonien et étages isotopiques 5a-5e)

Formation de Missinaibi et Sédiments de Gods River

Les lits de Missinaibi, nommés ainsi par Terasmae et Hughes (1960a, b) et renommés Formation de Missinaibi par Skinner (1973), se composent d'une série de tourbes et de sédiments inorganiques sous-jacents à des tills et datant vraisemblablement de l'Interglaciaire sangamonien. Les unités trouvées le long des rivières Missinaibi et Kwataboahegan ont été reconnues et décrites pour la première fois par R. Bell (1887) et par J. Bell (1904). Terasmae et Hughes (1960a, b) ont fait l'analyse pollinique de coupes le long des rivières Missinaibi et Opasatika. McDonald (1969) a examiné des coupes similaires à travers les basses terres et les a d'abord attribuées à un épisode interglaciaire. Skinner (1973) a publié une synthèse des travaux antérieurs menés dans le bassin de la rivière Moose et établi un modèle de faciès pour expliquer la séquence des sédiments de Missinaibi. Au Manitoba, Netterville (1974) a étudié des séquences similaires le long de la rivière Gods (Sédiments de Gods River); Klassen (1985), Dredge et Nielsen (1985) et Nielsen et Dredge (1982) ont examiné ces sédiments et d'autres unités dans le nord-est du Manitoba, notamment le long du fleuve Nelson et de la rivière Echoing (fig. 3-34). D'autres sédiments semblables ont été trouvés à de nombreux sites dans les basses terres de la baie d'Hudson (fig. 3-31; tableau 3-1).

Figure 3.33 Tills et dépôts interglaciaires le long du fleuve Nelson, au Manitoba: (A) Till d'Amery (Illinoien), (B) sédiments interglaciaires, (C) tills gris et bruns wisconsiniens, et (D) sédiments du Lac Agassiz et de la Mer de Tyrrell. Gracieuseté de E. Nielsen.

Skinner (1973) a résumé et interprété la séquence de sédiments dans le bassin de la rivière Moose et divisé les lits de la Formation de Missinaibi en membres composés de sédiments marins, fluviatiles et glaciolacustres et de tourbe forestière. Dans le nord du Manitoba, d'autres membres fluvioglaciaires et lacustres se situent stratigraphiquement sous le membre marin (Dredge et Nielsen, 1985) et d'autres dépôts d'étangs et de cours d'eau sont associés à la tourbe forestière. Toujours au Manitoba, des graviers massifs et à stratification floue forment la base de la séquence interglaciaire et représentent vraisemblablement un faciès de retrait glaciaire associé au Till d'Amery et un dépôt continental d'origine fluviatile.

Le membre marin affleure à quelques endroits seulement dans les basses terres de la baie d'Hudson. Le long de la rivière Kwataboahegan (Bell, 1904; McDonald, 1969), il se compose de sables et de silts très fossilifères et le long de la rivière Abitibi (Prest, 1966, 1970), d'argile bleue caillouteuse et fossilifère. Des coquilles provenant du site de la rivière Abitibi ont été datées à >19 000 ans (GSC-1535; Blake, 1988). Le long du fleuve Nelson, une argile bleue massive affleure sous plusieurs tills à l'embouchure de la rivière Limestone (Johnston, 1918) et à Eagle Bluff (Dredge et Nielsen, 1985); il pourrait s'agir d'une unité marine, bien qu'elle ne soit pas nécessairement corrélative des Sédiments de Gods River. Cette argile forme la base des Sédiments de Gods River aux sites examinés par Netterville (1974) et par Dredge et Nielsen (1985) et son origine pourrait également être marine, vu sa teneur anormalement élevée en bore. Le membre marin représente probablement une invasion marine d'origine glacio-isostatique qui a atteint une altitude d'au moins 90 m dans la région de la baie James, et à peu près le même niveau, au Manitoba. Skinner (1973) a appelé cette nappe d'eau la Mer de Bell. Les fossiles sont indicatifs d'eaux froides similaires à celles de la Mer de Tyrrell et de l'actuelle baie d'Hudson.

L'unité suivante en ordre ascendant dans la séquence interglaciaire est composée de graviers fluviatiles à stratification oblique et de lits de sable et de silt à débris organiques; elle se trouve uniquement dans de grandes vallées. Les indicateurs de paléocourant témoignent d'un écoulement vers la baie d'Hudson. L'unité représente un intervalle de sédimentation fluviale subaérienne. Puisque ces dépôts sont à des altitudes relativement basses, le niveau de base (niveau marin) devait être similaire ou légèrement inférieur à celui d'aujourd'hui. Au Manitoba, les graviers sont riches en débris organiques, y compris de la tourbe remaniée et des branches rongées par des castors (Netterville, 1974). À la rivière Echoing, au Manitoba, l'unité fluviatile est remplacée par des argiles et silts laminés et par une marne calcaire contenant de nombreux gastéropodes et petits mollusques dulçaquicoles qui vivaient dans un ancien étang ou petit lac.

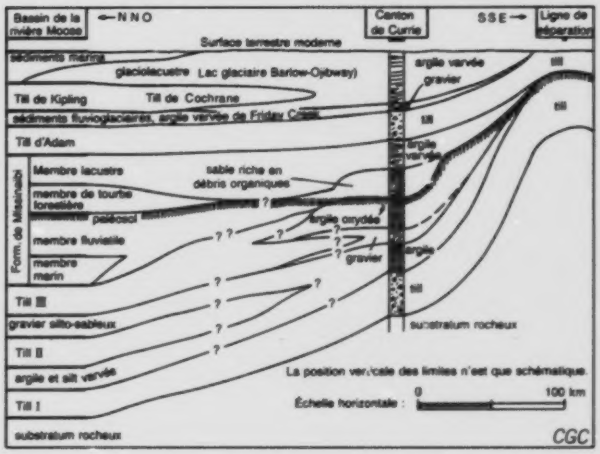


Figure 3.34. Corrélation de la stratigraphie du bassin de la rivière Moose et de la région au sud (tiré de Brereton et Elson, 1979).

Les membres tourbeux, dont l'épaisseur varie de 5 cm à 2 m, affleurent dans de nombreuses coupes. Ils se composent de mousses, de cypéracées et de tourbe ligneuse, y compris des souches en position de croissance. L'essence principale est l'épinette. Les types de tourbe, les espèces arborescentes (fondées sur l'identification du bois), les associations polliniques, les graines et les insectes sont caractéristiques d'un milieu boréal similaire à celui d'aujourd'hui, bien qu'au Manitoba, la partie supérieure de la tourbe est caractérisée par des fossiles indicatifs d'une période subséquente de toundra (Netterville, 1974).

La tourbe est surmontée par des argiles et silts massifs ou laminés. Ce sont vraisemblablement des dépots lacustres proglaciaires mis en place lorsque les glaces, s'avançant dans le bassin de la baie d'Hudson, ont bloqué le drainage vers le nord; par contre, il est aussi possible qu'à certains endroits, ces dépôts se soient accumulés dans des lacs non glaciaires. En effet, J.H. McAndrews (Musée royal de l'Ontario, rapport inédit fait à W.R. Cowan, 1985) a analysé les pollens sur 30,4 m de rythmites argilo-silteuses de la Formation de Missinaibi provenant d'un sondage dans le bassin de la rivière Moose; il a conclu que la séquence rythmique représente environ 813 ans de sédimentation dans un lac d'eau douce interglaciaire. Cependant, il faut noter que Skinner (1973) attribue presque tous les débris organiques de cette unité au remaniement d'une surface terrestre par un lac proglaciaire en transgression. La partie sommitale de l'unité contient souvent des intercalations de till, et la base du till superposé contient des clastes d'argile massive et laminée.

Bref, la Formation de Missinaibi et les Sédiments de Gods River documentent les épisodes suivants: un ancien lac glaciaire (glace en retrait); suivi d'une mer élevée qui a ensuite régressé pour atteindre des niveaux similaires ou inférieurs à celui d'aujourd'hui; puis un milieu subaérien représenté par des tourbes, des dépôts d'étang et des sédiments fluviatiles; et enfin, un lac ultérieur qui pourrait représenter un lac proglaciaire et une avancée glaciaire.

Rang stratigraphique

En se fondant sur des données palynologiques, Terasmae et Hughes (1960a, b) ont d'abord conclu que les lits de Missinaibi représentaient un « interstade », puisque les espèces polliniques indiquent un climat boréal qui n'était pas plus chaud que celui d'aujourd'hui; toutefois, ils ont remarqué qu'il est parfois difficile de déceler de légères différences climatiques dans les régions boréales. Or, puisque les pollens du stratotype de Missinaibi (Terasmae et Hughes, 1960a, b), des Sédiments de Gods River (Netterville, 1974) et des sédiments trouvés le long du fleuve Nelson (Nielsen et al., 1986) et de la rivière Echoing (R.J. Mott, Geological Survey of Canada Palynological Report 85-10, rapport inédit) témoignent tous d'un climat au moins aussi chaud et même plus chaud que celui de nos jours, la plupart des palynologues attribuent maintenant à ces dépôts pollinifères un rang interglaciaire.

La Formation de Missinaibi et les Sédiments de Gods River sont considérés comme étant de rang interglaciaire, en raison de la séquence sédimentaire et de critères bioclimatiques. La présence d'unités marines et la direction des paléocourants fluviaux exigent l'absence de glaciers dans la baie d'Hudson. De même, l'existence de tourbe terrestre exclut la présence d'un lac proglaciaire qui aurait recouvert la région si la baie d'Hudson avait été englacée. En outre, les dépôts organiques et fluviatiles subaériens trouvés à basse altitude sont indicatifs d'un niveau marin relativement bas et d'un relèvement isostatique considérable.

Âge et corrélation

La Formation de Missinaibi et les Sédiments de Gods River ont été mis en corrélation en raison de la similarité de leurs séquences sédimentaires et bioclimatiques et de leur position stratigraphique. À chaque affleurement, ce sont les premières et seules unités contenant des débris organiques, et trouvées sous du till. En outre, les rapports d'acides aspartiques, mesurés sur des échantillons de bois recueillis à la plupart des sites au Manitoba, sont similaires et équivalents aux rapports mesurés sur du bois trouvé dans le stratotype de Missinaibi, en Ontario.

Bien que l'âge de la Formation de Missinaibi et des Sédiments de Gods Rivers soit le sujet de certains débats, de nombreux auteurs (par ex., Prest, 1970; Skinner, 1973; Andrews et al., 1983b; Klassen, 1985) croient que ces dépôts datent du dernier interglaciaire - le Sangamon, et nous partageons leur avis. Toutefois, les matériaux organiques trouvés dans ces unités sont trop anciens pour être datés au ^{14}C (tableau 3-1); en effet, le plus vieil âge obtenu dépasse 72,5 ka (Stuiver et al., 1978). En l'absence de données chronologiques absolues, il demeure possible que ces unités ne soient pas toutes corrélatives ou qu'elles ne se soient pas toutes déposées durant le même intervalle sangamonien, ce qui ne serait pas étonnant puisque l'étage 5 de la stratigraphie isotopique, qui comprend le Sangamonien, est formé de plusieurs intervalles climatiques. En outre, aucune des unités d'origine incontestablement marine qui sont décrites ci-dessus n'a été trouvée dans les coupes où affleurent les unités organiques de la Formation de Missinaibi et des Sédiments de Gods River; ces sédiments marins pourraient donc appartenir à des intervalles stratigraphiques distincts et représenter des interglaciaires différents.

Sédiments postérieurs à la Formation de Missinaibi

La séquence de dépôts sus-jacents à la Formation de Missinaibi se compose de tills et de sédiments intercalaires, sur lesquels reposent des dépôts glaciolacustres, marins et terrestres. La discussion suivante porte uniquement sur la glaciation wisconsinienne.

Il existe jusqu'à quatre nappes de till, avec des dépôts intercalaires, au-dessus de la Formation de Missinaibi et des Sédiments de Gods River (fig. 3-32). Tous les tills contiennent des fragments de coquilles et se classent en trois types. 1) Des nappes de till gris compact, silteux et calcaire, constituent les tills inférieurs des coupes. 2) Dans plusieurs régions, un till silteux compact, de couleur chamois, représente le till supérieur; sa couleur pourrait être liée à la présence de composants dérivés de roches dévoniennes rougeâtres trouvées dans la baie d'Hudson ou, ce qui est moins probable, à l'oxydation de fer colloïdal dans des tills calcaires gris durant leur mise en place dans des lacs glaciaires. Ce till passe souvent vers le haut à des diamictons sableux glaciolacustres. 3) Un till brun argileux, peu compact, constitue le till supérieur dans les régions où la marge en retrait des Glaces d'Hudson a réavancé brusquement dans les lacs glaciaires Agassiz et Ojibway; ce till se compose en partie de varves déformées et de clastes d'argile varvée, et il est souvent intercalé entre des dépôts glaciolacustres.

Plusieurs types de sédiments sont intercalés entre ces tills. 1) Des lentilles de sable et de gravier sont intercalées irrégulièrement entre les tills. 2) Du sable trié ou des lits de sable et de gravier forment localement des lits horizontaux ou des bandes humides qui peuvent être suivis dans les coupes sur plusieurs centaines de mètres et qui séparent souvent des tills dont la couleur, la fabrique ou la teneur en clastes varie. Au Manitoba, ces lits minces sont généralement massifs. Ailleurs, la présence de lits obliques mal définis indique que le courant était en sens opposé à celui des cours d'eau modernes; ces sédiments seraient donc des dépôts fluvioglaciaires associés aux Glaces d'Hudson. Les masses de gravier pourraient être des matériaux sous-glaciaires mis en place au cours d'une seule phase glaciaire, ou encore des dépôts proglaciaires accumulés durant une importante phase de retrait. 3) Des diamictons sableux, des silts rouges varvés et des argiles constituent les dépôts proximaux et distaux de lacs glaciaires; certains des sables présentent des lits obliques qui indiquent que les glaces provenaient de la baie d'Hudson. Lorsque ces dépôts sont recouverts d'un till argileux brun (till 3 ci-dessus) et qu'ils ont pu être suivis jusqu'à des unités superficielles à proximité, ils sont interprétés comme ayant été mis en place dans les lacs glaciaires Agassiz et Ojibway. Par contre, à certains endroits, notamment dans le nord de l'Ontario où ils reposent sous un till brun (soit le till 3 ou le till 2), ils pourraient être associés à un retrait glaciaire wisconsinien plus ancien. L'interprétation de ces couches de sable et de ces unités silteuses sous-jacentes au till s'avère cruciale pour les discussions sur d'hypothétiques invasions marines dans la baie d'Hudson durant le Wisconsinien moyen; les sections suivantes présentent un exposé de ces discussions.

Manitoba septentrional

Au Manitoba, les sédiments postérieurs à l'unité de Gods River (post-Missinaibi) comprennent la Formation de Wigwam Creek, les dépôts du Lac glaciaire Agassiz, un till de type Cochrane mis en place durant des crues glaciaires dans le Lac Agassiz, et les dépôts de la Mer de Tyrrell. La Formation de Wigwam Creek (Nielsen et Dredge, 1982; Klassen, 1985; Dredge et Nielsen, 1985) comprend jusqu'à quatre unités de till superposées ou séparées les unes des autres par des lits de sable et gravier. Les tills inférieurs sont gris et compacts; le till supérieur, de couleur brun chamois, passe graduellement aux diamictons glaciolacustres superposés. Dans les coupes à proximité de la rivière Churchill, les principales différences entre la lithologie et la fabrique des tills sableux et silteux semblent refléter le jeu des glaces d'Hudson et du Keewatin. Ailleurs au Manitoba, de légères différences dans les stries, les fabriques et la lithologie des tills silteux témoignent de variations de l'écoulement à l'intérieur des Glaces d'Hudson. Le till gris a été déposé par des glaces qui provenaient de la baie d'Hudson ou l'avaient traversée à partir du Labrador. La couleur brune du till supérieur (dérivé de roches dévoniennes rouges) et les changements systématiques de la fabrique à travers la région attestent un écoulement radial vers l'ouest et le sud, à partir de la baie d'Hudson. De petites lentilles graveleuses trouvées entre les tills sont vraisemblablement des dépôts de fusion. Des accumulations plus étendues de sable massif et de sable et gravier, intercalées entre les tills, forment des lits horizontaux peu épais qui reposent souvent en discordance sur le till sous-jacent mais passent graduellement au till sus-jacent ou sont interstratifiés avec lui. Puisqu'ils ne sont pas reliés à d'autres sédiments non glaciaires, leur position entre des nappes de till légèrement différentes, leur structure massive et leur contact avec des tills sus-jacents et sous-jacents suggèrent que ce sont des dépôts de fusion sous-glaciaire, mis en place en nappes ou dans des chenaux peu profonds (Dredge et Nielsen, 1985). Ils pourraient marquer la confluence de lobes ou de courants glaciaires, un peu comme les moraines radiales formées durant le dernier retrait glaciaire. Les couches de sables prédominent là où des champs de drumlins convergent à angle aigu (rivière Gods) et où des moraines interlobaires (rapides Mountain) fournissent des indices indépendants de la présence de lobes glaciaires convergents.

Si ces couches de sables et graviers massifs sont interprétées comme ayant une origine sous-glaciaire ou intraglaciaire il n'y a aucune unité stratifiée qui puisse être attribuée à une déglaciation partielle ou totale du Manitoba septentrional durant l'intervalle compris entre la mise en place des Sédiments de Gods River et l'interglaciaire actuel.

Un diamicton sableux ou des sables à stratification oblique, passant graduellement à des varves rouge-brun et à des argiles massives, recouvrent la séquence principale de tills. Ils constituent les unités superficielles dans une grande partie du Manitoba septentrional et représentent vraisemblablement des faciès proximaux et distaux du Lac glaciaire Agassiz. À certains endroits s'interpose un till qui, dans sa forme classique (rivière North Knife), est composé en grande partie de varves déformées, contient des clastes d'argile varvée à sa base et passe graduellement vers le haut à un till brun ou gris. La surface profilée du till suggère qu'il a été déposé là où la marge en retrait a

avancé brusquement dans le Lac Agassiz et qu'il est l'équivalent génétique du till de Cochrane en Ontario. La séquence est recouverte d'argile glaciolacustre ou de dépôts marins et tourbeux postglaciaires.

En résumé, d'après Dredge et Nielsen (1985), la région a été complètement englacée tout au long de la glaciation wisconsinienne; en outre, les minces lits de sable entre les tills ne représentent pas nécessairement des intervalles non glaciaires. Au nord de la rivière Churchill, les différences marquées entre les nappes de till attestent du rôle variable des glaces du Keewatin et d'Hudson et indiquent que le dernier mouvement glaciaire est venu du nord. La région au sud de Churchill a été continuellement recouverte par des glaces qui sont venues de la baie d'Hudson ou l'ont traversée et qui ont déposé un till silteux. Les différences de couleur et de fabrique dans les nappes de till silteux et la présence de sédiments intercalaires font penser que les zones d'accumulation ou les directions d'écoulement (et donc la position des lignes de partage des glaces) ont migré au cours de la glaciation. Le till sommital semble indiquer que l'écoulement glaciaire s'est fait à partir d'un centre de dispersion situé dans la baie d'Hudson. De temps à autre, la marge glaciaire en retrait a avancé en crue dans le lac glaciaire qui s'est agrandi au fur et à mesure du retrait glaciaire.

En se fondant sur la présence de lits sablo-graveleux entre les tills et sur l'existence de fragments de coquilles trouvés dans tous les tills et les sédiments intercalaires, Netterville (1974), Shilts (1982a, b) et Andrews et al. (1983b) interprètent autrement la séquence stratigraphique et attribuent à des épisodes non glaciaires wisconsiniens tous les sables intercalés entre des tills dans la région et ailleurs dans les basses terres. Cette hypothèse est examinée plus loin.

Bassin de la rivière Moose

Dans la région de la baie James, Skinner (1973) a décrit une séquence de deux tills séparés par des couches de sables à stratification oblique, de rythmites silteuses et d'argiles. Le till inférieur gris, nommé Till d'Adam (fig. 3-30), a été déposé par des glaces s'écoulant vers le sud-ouest. Skinner n'a pas réussi à déterminer la durée de l'intervalle wisconsinien que représente ce till puisque l'âge des sédiments superposés (Friday Creek) était inconnu. Les Sédiments de Friday Creek, d'origine glaciolacustre, contiennent un peu de pollen mais ils sont dépourvus de matériaux organiques datables au ^{14}C. L'analyse d'un échantillon de silt et d'argile de Friday Creek, trouvé à la confluence du ruisseau Adam et de la rivière Mattagami, révèle la présence de pollens semblables à ceux des silts interstadiaires d'Erie et de Mackinaw du sud-ouest de l'Ontario. En général, le pollen a été déposé par des eaux de fonte dans des lacs proglaciaires abiotiques et profonds (J.H. McAndrews, Musée royal de l'Ontario, rapport inédit fait à R. Cowan, 1985). Skinner (1973) a proposé que les Sédiments de Friday Creek dataient du Wisconsinien moyen; toutefois, aucun indice concret n'a été trouvé pour montrer qu'il ne s'agit pas tout simplement de sédiments du Lac glaciaire Barlow-Ojibway, surmontés par un till de Cochrane et datant donc de l'Holocène.

Le Till de Kipling, brunâtre et moins compact, recouvre les Sédiments de Friday Creek et est le produit d'un événement glaciaire d'ampleur inconnue; certains (par ex., Shilts, 1982a, b) l'attribuent à un stade du Wisconsinien supérieur qui serait subséquent à un « interstade » de Friday Creek, mais nous croyons plutôt qu'il représente tout simplement une fluctuation de la marge lors de la déglaciation. Hardy (1976, 1977) a proposé une corrélation entre le Till de Kipling et le till de Cochrane. Le till argileux de Cochrane a été formé par incorporation de sédiments du Lac Ojibway au cours d'une crue glaciaire durant la déglaciation du Wisconsinien supérieur (Hughes, 1965). Normalement, il est stratigraphiquement superposé (ou intercalé) aux sédiments glaciolacustres de la Formation de Barlow-Ojibway, et il est corrélatif de la séquence de varves de Connaught, plus loin au sud.

Ontario septentrional

B.C. McDonald (1969, et minutes de terrain inédites), B.G. Craig (1969, et minutes de terrain inédites) et Q.H.J. Gwyn (minutes de terrain inédites) ont levé de nombreuses coupes dans le nord de l'Ontario (fig. 3-32). Les excellentes observations et les discussions de McDonald révèlent la complexité stratigraphique et les problèmes de corrélation qui surgissent dans une région où des coupes voisines sont très différentes les unes des autres (par ex., coupes de la rivière Fawn, fig. 3-32). Dans certaines coupes, une unité supérieure de till brun argilo-silteux repose sur des rythmites déformées, ou sur des lits de sable fin dont les rides de courant indiquent un écoulement en sens opposé à celui des cours d'eau modernes (par ex., D à la fig. 3-32). Ces dépôts ressemblent beaucoup au till de Cochrane et aux sédiments des lacs glaciaires Agassiz et Ojibway et sont probablement d'âge tardiglaciaire. Ailleurs, par exemple le long des rivières Kwataboahegan et Kabinakagami, le till supérieur, également superposé à du silt, est plus compact et, d'après McDonald (1969, 1971), diffère du till de Cochrane. Les silts sous-jacents ne seraient donc pas postglaciaires, mais plutôt des dépôts glaciolacustres interstadiaires, accumulés durant le retrait partiel de l'inlandsis, au cours du Wisconsinien. Sur la foi des rapports d'acides aminés, Andrews et al. (1983b) ont attribué des sables et graviers sous-jacents au till le long de la rivière Kabinakagami (G, H à la fig. 3-32), à une importante déglaciation wisconsinienne au cours de laquelle la baie d'Hudson a été libérée de glace. McDonald a trouvé des tills bruns et gris interstratifiés (E à la fig. 3-32), ou des tills gris séparés par des graviers (F, B à la fig. 3-32), le long d'autres rivières de la région de la baie James et le long de la côte de la baie d'Hudson. Selon lui, à certains endroits (coupe B), les graviers forment des lentilles dans une même nappe de till, tandis qu'ailleurs (coupe F), ils pourraient séparer des tills qui seraient associés, soit à des changements de direction d'écoulement durant un même épisode glaciaire, soit à des intervalles interstadiaires.

Les coupes des rivières Fawn et Severn montrent jusqu'à quel point les différences de corrélation peuvent influencer l'interprétation. À une localité sur la Severn (19 à la fig. 3-32), un till brun repose sur une séquence d'argiles, de sable tourbeux et de graviers à stratification oblique. D'après B.C. McDonald (1969, et minutes de terrain inédites), il s'agit de graviers interglaciaires qu'il a mis en corrélation avec la Formation de Missanaibi, plus au sud. Tout près de là, sur la rivière Fawn (C à la fig. 3-32), de grandes couches de gravier sans débris organiques, mais dont les indicateurs de paléocourant sont orientés vers la baie d'Hudson, reposent sous un till gris qui est sous-jacent

au till brun superficiel. McDonald a corrélé les graviers de la rivière Fawn avec les dépôts de la rivière Severn, et avec la Formation de Missinaibi, donc avec l'Interglaciaire sangamonien. Or, Andrews et al. (1983b) ont constaté que les rapports d'acides aminés mesurés sur des fragments de coquilles provenant des graviers de la rivière Fawn, sont inférieurs à ceux du Sangamonien; ils ont donc attribué ces graviers à un interstade distinct du Wisconsinien et les ont déplacés à une position stratigraphique au-dessus du till gris. De même, Wyatt et Thorleifson (1986) ont conclu que les graviers de la rivière Severn sont plus jeunes que les dépôts marins interglaciaires de la région de la baie James. Des âges ^{14}C de 37 040 ± 1 660 BP (WAT-1378), de >38 000 BP (GSC-4146) et de >43 000 BP (GSC-4154) leur ont servi à attribuer au Wisconsinien moyen la tourbe trouvée entre le till brun et un till gris dans une coupe de la rivière Beaver à proximité.

McDonald (1969) a présenté son interprétation de la stratigraphie régionale du nord de l'Ontario dans ses coupes stratigraphiques composites. Une séquence à deux ou trois tills repose sur les unités interglaciaires reconnues. Les stries sur des dallages de blocs et les fabriques de till indiquent que le till inférieur (gris) a été mis en place par des glaces provenant du nord-est. Selon McDonald, les dépôts glaciolacustres superposés à ce till témoignent d'une déglaciation partielle de la région de la baie James. Une avancée glaciaire subséquente, provenant du nord-nord-est et du nord-ouest, a déposé le till supérieur chamois ou des tills à zones chamois et grises. Les dépôts interstadiaires de McDonald ne sont pas présents dans des coupes qui contiennent les dépôts du Lac Ojibway et le till de Cochrane; ils pourraient donc être l'équivalent stratigraphique des sédiments holocènes du Lac Ojibway.

Résumé de l'écoulement glaciaire

À de nombreux endroits sur le Bouclier canadien, les seules directions d'écoulement glaciaire qui ont été préservées sont celles associées à la dernière déglaciation; par contre, les données recueillies dans les basses terres de la baie d'Hudson couvrent une période beaucoup plus longue. Les stries sur les dallages de blocs ainsi que la fabrique et la lithologie des diverses nappes de till permettent de reconstituer en partie les anciens mouvements glaciaires.

Les tills qui sont sous-jacents aux principaux lits repères organiques du Sangamonien et qui reposent sur des paléosols plus anciens attestent d'un écoulement vers le sud-ouest dans la région de la baie James (Skinner, 1973), vers le sud dans la région des rivières Fawn et Severn (McDonald, 1971), vers le sud-ouest dans la région de Hayes-Gods River, dans le nord-est du Manitoba (Netterville, 1974), et à peu près vers l'ouest le long du fleuve Nelson (Nielsen et Dredge, 1982) et à Churchill (Dredge et Nielsen, 1985). Un centre de dispersion glaciaire devait donc exister au Labrador, et un autre probablement dans la baie d'Hudson. Des indices sporadiques trouvés au Manitoba montrent qu'avant cette glaciation, il y avait au Keewatin un important centre de dispersion à partir duquel des glaces ont traversé les environs de Churchill, s'avançant vers le sud au moins jusqu'au fleuve Nelson (Dredge et Nielsen, 1985) et s'avaçant probablement loin dans la baie d'Hudson.

Les tills gris (Wisconsinien inférieur et moyen?) qui reposent directement sur les lits repères organiques interglaciaires ont été mis en place par des glaces qui s'écoulaient dans plusieurs directions. Dans la région de la baie James et le nord-est de l'Ontario, Skinner (1973) et McDonald (1971) ont reconnu un écoulement vers le sud-ouest, vraisemblablement à partir d'un centre au Labrador. Plus loin à l'ouest, Tyrrell (1913; fondé sur des stries) et Netterville (1974; fondé sur des fabriques) ont constaté un mouvement vers le sud, dans le nord-ouest de l'Ontario et le nord-est du Manitoba; Dredge et Nielsen (1985) ont reconnu un écoulement vers l'est le long du fleuve Nelson et à Churchill dans le nord du Manitoba. L'écoulement vers le sud reconnu par Netterville et Tyrrell semble indiquer la présence d'un centre de dispersion secondaire dans la baie d'Hudson, un peu à l'ouest du premier; par contre, les autres directions d'écoulement sont vraisemblablement attribuables à un seul grand centre de dispersion situé au Labrador. Les Glaces du Keewatin du Wisconsinien inférieur n'ont pas laissé d'indices dans les basses terres de la baie d'Hudson.

Les fabriques du dernier till régional (Wisconsinien supérieur?) indiquent que la glace qui a traversé la partie méridionale de la baie James provenait d'un centre situé au Labrador. La couleur brune, la fabrique et la lithologie des clastes de ce till dans la région des rivières Severn et Gods et du fleuve Nelson témoignent d'un écoulement radial provenant de la baie d'Hudson. L'écoulement glaciaire était dirigé vers le sud-sud-ouest, allant jusqu'au sud-est dans la région de la rivière Severn, vers le sud-ouest dans la région de la rivière Gods, et vers l'ouest dans la région du fleuve Nelson. Ces directions d'écoulement témoignent d'un centre de dispersion majeur dans la baie d'Hudson. Des glaces à écoulement vers le sud ont envahi la région de Churchill, à partir d'un centre situé au Keewatin. La zone de convergence des Glaces du Keewatin et des Glaces d'Hudson se situait d'abord entre le fleuve Nelson et la rivière Churchill, puis s'est déplacée au nord vers la fin du dernier cycle glaciaire.

Conclusion

La figure 3-30 présente les diverses interprétations qui découlent de l'étude lithostratigraphique des coupes des basses terres de la baie d'Hudson. Il y a eu au moins deux, et peut-être quatre, glaciations pré-wisconsiniennes et possiblement deux interglaciaires pré-sangamoniens. Les hypothèses concernant les événements du Wisconsinien sont fort variées: certaines invoquent des fluctuations des directions d'écoulement durant une période de couverture glaciaire continue (Dredge et Nielsen, 1985); d'autres préconisent l'existence d'au moins un interstade pendant lequel la baie d'Hudson est restée englacée (MacDonald, 1971); et enfin, d'autres font appel à de multiples déglaciations régionales au Wisconsinien, qui auraient ouvert la baie d'Hudson à des incursions marines (Andrews et al., 1983b). Ces diverses hypothèses dépendent de l'interprétation et de la corrélation des unités lithostratigraphiques. Toutefois, il faut souligner qu'aucune coupe ne contient la séquence stratigraphique complète, ni plus d'une unité à débris organiques. Aucune coupe ne montre en même temps des lits organiques interglaciaires et des dépôts de silts pré-holocènes (interstadiaires) sous-jacents à un till. Les dépôts lacustres « interstadiaires » et les dépôts lacustres postglaciaires (antérieurs aux crues glaciaires) n'ont jamais été observés dans une même coupe (y a-t-il eu deux épisodes glaciolacustres ou seulement un?). Aucune couche marine du Wisconsinien moyen n'a été reconnue,

même aux endroits où il existe de bonnes coupes à faible altitude dans les falaises près de l'actuelle baie d'Hudson (par ex., Port Nelson). Les unités marines « sangamoniennes » mentionnées dans le texte ne sont pas présentes dans les mêmes coupes que les dépôts organiques et pourraient représenter un interglaciaire plus ancien. Manifestement, il reste de nombreux problèmes à résoudre. Il faudra découvrir des attributs caractéristiques pour chacune des nappes de till afin d'en faciliter la corrélation, reconnaître la provenance et la signification glaciologique des différents tills, déterminer la genèse et le rang des diverses unités intercalaires, et établir la chronologie absolue des divers événements. L'aminostratigraphie a permis de résoudre certains problèmes associés aux diverses interprétations lithostratigraphiques, mais a donné lieu à d'autres difficultés (Dyke, 1984); en outre, les résultats obtenus pour les basses terres de la baie d'Hudson révèlent qu'il faut faire subir aux données un traitement statistique poussé avant de pouvoir y déceler des tendances cohérentes.

AMINOSTRATIGRAPHIE

J.T. Andrews

L'aminostratigraphie comporte l'identification d'unités stratigraphiques régionales qui contiennent des fossiles, habituellement des mollusques marins, dont les rapports d'acides aminés sont similaires (Miller, 1985a; ce chapitre, Andrews, 1989). Dans les basses terres de la baie d'Hudson, elle se fonde sur les rapports D-alloisoleucine/L-isoleucine (dorénavant écrit aIle/Ile) dans la fraction totale. Leur évolution diagénétique est principalement fonction de la température, du genre de l'animal et du temps écoulé depuis sa mort (Miller, 1985a). Nos résultats proviennent principalement du genre Hiatella. Nous croyons que les anciens gradients thermiques, horizontaux et verticaux, dans les basses terres de la baie d'Hudson étaient faibles et que les basses terres constituaient une région climatique homogène (des données plus nombreuses permettraient de vérifier cette hypothèse). Les variations dans les rapports reflètent donc en grande partie l'âge des échantillons; des dépôts sont contemporains lorsqu'ils contiennent des coquilles ayant des rapports aIle/Ile similaires. Cet énoncé s'applique uniquement à des sédiments marins in situ, et donc seulement à certaines des unités non glaciaires des coupes stratigraphiques. Toutefois, des coquilles allochtones peuvent parfois fournir des renseignements utiles, notamment dans les basses terres, où plusieurs tills contiennent des fragments de coquilles (McDonald, 1969; Shilts, 1982b, 1984a; Andrews et al., 1983b). Les rapports les plus faibles (c.-à-d. les plus jeunes) fournissent alors des « âges » minimaux pour l'épisode non glaciaire antérieur à la mise en place du till. Le till le plus récent d'une séquence peut donc contenir des coquilles dont les rapports aIle/Ile sont variés, mais les tills stratigraphiquement plus anciens ne présentent jamais les rapports les moins élevés.

Plus de 300 échantillons avaient été mesurés jusqu'en 1985; cependant, bon nombre de données sont inédites et cette section est basée uniquement sur des informations publiées. L'aminostratigraphie du Quaternaire supérieur est délimitée d'une part par les rapports observés pour les dépôts de la Mer de Bell et d'autre part, par les rapports mesurés sur les coquilles provenant des sédiments holocènes de la Mer de Tyrrell; toutefois, de nombreuses coquilles donnent des valeurs intermédiaires. Depuis la publication des premières données (Andrews et al., 1983b), de nombreux échantillons ont été analysés à nouveau afin de vérifier la reproductibilité des résultats (voir Miller, 1985a). Ces derniers confirment en gros les rapports publiés par Andrews et al. (1983b). Les rapports établis pour les dépôts de la Mer de Bell se groupent autour de 0,2 ± 0,03 et sont complètement différents de ceux des mollusques de la Mer de Tyrrell, dont la moyenne est de 0,036 ± 0,015. Deux unités aminostratigraphiques intermédiaires, d'origine non glaciaire, sont reconnues d'après des coquilles allochtones; Shilts (1982b) a nommé ces unités non glaciaires « gravier de Fawn River » et « sédiments de Kabinakagami ». Elles ont typiquement des rapports de 0,14 ± 0,02 et de 0,065 ± 0,01 (Andrews et al., 1983b, tableau 1). La datation par thermoluminescence d'une argile silteuse corrélative, qui renferme des coquilles en position de vie, fournit une estimation indépendante de l'âge du gravier de Fawn River. L'âge moyen est de 74 ± 10 ka et le rapport aIle/Ile des coquilles provenant du matériau daté est de 0,13 à 0,14 (Forman et al., 1987). Ces données indiquent un âge intermédiaire entre ceux des épisodes de la Mer de Bell et de la Mer de Tyrrell. Le site d'échantillonnage est à une altitude d'environ 77 m, ce qui indique une subsidence glacio-isostatique considérable au moment de la sédimentation. Ces renseignements font penser qu'il s'est produit une transgression marine interstadiaire et confirment l'existence d'au moins l'une des déglaciations proposées par Andrews et al. (1983b) et par Shilts (1982b).

Andrews et al. (1983b) ont proposé une chronologie fondée sur l'hypothèse que la Mer de Bell représente l'étage isotopique 5e et date de 130 ka. À l'aide d'un modèle cinétique élaboré par Miller (voir Miller, 1985a), ils ont estimé à 76 ka l'âge des unités du gravier de Fawn River, et à 35 ka celui des sédiments de Kabinakagami. L'âge de 76 ka est proche des estimations indépendantes plus récentes mentionnées ci-dessus. Or, il est possible que les âges établis par thermoluminescence soient des âges minimums et que les sédiments de la Mer de Bell datent d'un interglaciaire antérieur au Sangamon (voir la section sur la lithostratigraphie).

Andrews, J.T.
1989: Aminostratigraphie. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 3, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

LITHOSTRATIGRAPHIE DU BOUCLIER EN ONTARIO

L.A. Dredge et W.R. Cowan

Dans les régions qui reposent sur des roches précambriennes, les événements quaternaires ont donné lieu à des unités sédimentaires généralement similaires à celles qui sont trouvées ailleurs sur le Bouclier canadien. Le dépôt le plus commun est le till. Le plus souvent, les coupes ne présentent qu'un seul till; lorsqu'il existe d'autres tills ou d'autres dépôts, les unités plus anciennes sont impossibles à dater.

Dredge, L.A. et Cowan, W.R.
1989: Lithostratigraphie du Bouclier en Ontario. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 3, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Sédiments organiques sous-jacents au till

Outre les sédiments non glaciaires de la baie d'Hudson et de la baie James décrits ci-dessus, de nombreux dépôts organiques ont été trouvés sous le till dans la région du Bouclier canadien au sud (par ex., Lowdon et al., 1971; Brereton et Elson, 1979; DiLabio, 1982; Steele et Baker, 1985), et nombre d'entre eux contiennent du bois allochtone. Tous les échantillons datés sont trop anciens pour la méthode du ^{14}C. Ils ont été mis en corrélation avec les dépôts du dernier interglaciaire (Sangamon) et d'interstades wisconsiniens. Brereton et Elson (1979) ont publié l'étude la plus complète de ces matériaux; ils mettent en corrélation du bois allochtone dont l'âge dépasse 37 ka avec la Formation de Missinaibi de la région de la baie James. La figure 3-34 présente leur corrélation d'une séquence rencontrée dans un forage effectué dans le canton de Currie, près de Matheson, en Ontario. L'interprétation indique la présence d'un till antérieur à la Formation de Missinaibi, de sédiments corrélatifs du Missinaibi et du Till de Matheson (présent partout dans cette région et mis en corrélation ici avec le Till d'Adams dans les basses terres). Malgré les nombreuses questions soulevées par cet exemple et d'autres, la partie sud-ouest du Bouclier canadien pourrait contenir à la fois des dépôts organiques interstadiaires et des dépôts organiques interglaciaires.

Stratigraphie du Wisconsinien supérieur et de l'Holocène

La plus grande partie du sud-ouest du Bouclier canadien ne contient qu'une seule nappe de till tardiglaciaire. Les coupes composées de till multiples (Wisconsinien supérieur ou Holocène) se trouvent principalement en bordure du lac Supérieur, notamment près de Thunder Bay, le long des rives septentrionales des Grands Lacs glaciaires et en bordure des basses terres de la baie d'Hudson. Ces séquences multiples sont probablement reliées aux lacs proglaciaires, à la tendance des inlandsis à osciller (parfois rapidement) au sein de milieux lacustres, et au jeu réciproque de différents lobes glaciaires.

Près de Thunder Bay, Burwasser (1977) a reconnu deux tills du Wisconsinien supérieur, le deuxième présentant jusqu'à quatre faciès texturaux. Le plus ancien est un till sableux et caillouteux mis en place durant la principale avancée de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur. Une réavancée subséquente jusqu'aux moraines de Dog Lakeet de Hartman a déposé un deuxième till de même texture et de même composition. Une réavancée contemporaine du Lobe du lac Supérieur (réavancée de Marquette) a atteint le complexe morainique de Marks-Mackenzie et mis en place des tills silto-argileux dérivés de sédiments glaciolacustres; ces tills datent d'environ 10 ka et leur texture varie en fonction des sédiments sous-jacents.

Le long de la marge septentrionale du sud-ouest du Bouclier canadien et dans la partie adjacente des basses terres de la baie d'Hudson, un mince till argileux et calcaire, superposé à un till plus ancien, a été déposé durant les crues glaciaires holocènes qui ont formé le till de Cochrane et ses équivalents stratigraphiques. Le till supérieur a souvent moins de 1 m d'épaisseur à proximité de sa marge occidentale atténuée et il est facile d'y enfoncer une pelle ou une tarière manuelle. Le till sous-jacent peut être calcaire et silteux, selon sa composante phanérozoïque dérivée des basses terres de la baie d'Hudson.

Hughes (1959, 1965) a décrit en détail les sédiments du Lac glaciaire Barlow-Ojibway et la Formation de Cochrane dans la région de Cochrane-Timmins, dans le nord de l'Ontario. Dans les dépôts de Barlow-Ojibway (Formation de Barlow-Ojibway, Hughes, 1965) trouvés au nord de la ligne de partage des eaux de la baie d'Hudson et du Saint Laurent, il a reconnu trois séquences de sédiments varvés auxquelles il a donné des noms informels (Hughes, 1965, p. 542-543): la séquence inférieure (Lower sequence) comprend les varves n° 1527 et antérieures de la Série de Timiskaming d'Antevs (1925, 1928); la séquence de Frederick House comprend les varves 1528 à 2014 de la Série de Timiskaming; et la séquence de Connaught se compose d'au moins 60 varves qui sont sus-jacentes à la séquence de Frederick House et numérotées séparément. Les varves de la séquence de Connaught se trouvent uniquement au nord de la ligne de partage des eaux de la baie d'Hudson et du Saint-Laurent (c.-à-d., Lac Ojibway), où les varves 1 à 800 (Lac Barlow) de la séquence inférieure sont absentes; aucun affleurement ne présente la suite complète des sédiments varvés de la Formation de Barlow-Ojibway (Hughes, 1965). Chaque séquence se compose d'une série de varves dont l'épaisseur décroît vers le haut, et comporte des unités basales représentant des réavancées de la marge des Glaces d'Hudson qui était située plus au nord. Les sédiments de Barlow-Ojibway forment une couverture presque continue qui s'étend de l'embouchure de la rivière Montreal, sur le lac Témiscamingue, vers le nord sous le till de Cochrane et au moins jusqu'à Island Falls, sur la rivière Abitibi (49°35'N) (Hughes, 1965).

D'après Hughes (1965), la Formation de Cochrane comprend le till argileux et caillouteux superposé aux sédiments varvés de la Formation de Barlow-Ojibway, et les sédiments glaciolacustres peu épais qui reposent localement sur le till. Le till de Cochrane et les sédiments associés représentent donc la réavancée de Cochrane, une des crues tardiglaciaires survenues dans le Lac Ojibway.

CROISSANCE DU DERNIER INLANDSIS

L'introduction du présent chapitre a révélé que la naissance et la dynamique de croissance et de retrait du dernier inlandsis à avoir envahi cette région sont très controversées. La discussion suivante porte sur les deux points les plus importants du problème, soit la position des centres d'accumulation (existait-il un centre d'accumulation de Patricia dans le centre nord de l'Ontario?) et la présence possible, dans le sud de la baie d'Hudson, d'un dôme de glace (Glaces d'Hudson) indépendant glaciaire du Keewatin et du Labrador.

Centre d'accumulation de Patricia

Tyrrell (1913) a reconnu les centres d'accumulation du Labrador et du Keewatin et a proposé l'existence d'un troisième centre dans le district de Patricia, dans le centre nord de l'Ontario. À de nombreux endroits dans le nord-est du Manitoba et en Ontario, au nord de la rivière Albany, l'orientation des stries et des roches moutonnées montre que l'écoulement glaciaire était radial, provenant d'un centre situé entre le lac Big Trout (fig. 3-17) et le lac Windigo, 150 km au sud-ouest. Le recoupement des stries indique que les stries du système radial sont antérieures à une série de stries plus jeunes produites par des glaces venues du nord-est. Les observations faites par Tyrrell dans les régions de Wunnummin, de Red Lake et de Lansdowne

House ont été confirmées par Prest (1963), mais il n'était pas toujours clair que le sens nord-ouest de ces observations était correct dans tous les cas.

Au sud de la rivière Albany, il est impossible de prouver l'existence d'un centre d'accumulation de Patricia (distinct d'autres centres) en se basant sur la direction des stries, bien que divers auteurs en appuient le concept. Burwash (1934) et Zoltai (1962) ont reconnu de multiples générations de stries dans le nord de l'Ontario, entre le lac Supérieur et la frontière du Manitoba. En se fondant sur des stries préservées sous du till oxydé sur le côté aval d'affleurements rocheux, Burwash a reconnu un écoulement glaciaire ancien venu du nord (« Keewatin »). D'après lui, l'écoulement glaciaire subséquent, qui a produit des roches moutonnées et des stries orientées vers le sud-ouest et l'ouest-sud-ouest près du lac des Bois, provenait d'un centre dans le district de Patricia et le dernier écoulement vers le sud-ouest, d'un centre au Labrador. Cependant, Zoltai (1962) croit que ce dernier mouvement provenait d'un centre dans le district de Patricia 1) parce que les stries semblaient rayonner à partir d'une région située entre la baie d'Hudson et le lac Supérieur et 2) à cause du tracé des moraines récessionnelles dans cette région.

Bien que les formes d'érosion glaciaire suggèrent qu'un centre de dispersion glaciaire ait déjà existé dans le centre nord de l'Ontario, la composition et la fabrique des diverses nappes de till (voir la section sur la stratigraphie) trouvées dans le nord de l'Ontario et du Manitoba indiquent qu'elles ont été mises en place par des glaces provenant de centres de dispersion situés au Keewatin, au Nouveau-Québec et dans le sud de la baie d'Hudson, plutôt que dans le nord de l'Ontario. En outre, au Manitoba et à proximité de la baie James, la présence de sédiments glaciolacustres directement sous les tills du Wisconsinien inférieur implique l'existence d'un barrage produit par des glaces qui venaient de la baie d'Hudson ou l'avaient traversée, plutôt qu'un écoulement glaciaire à partir d'un centre de Patricia, au sud de la baie. Toutefois, de nombreuses coupes n'ont pas encore été examinées dans le nord de l'Ontario. Le district de Patricia pourrait donc avoir été un centre de dispersion glaciaire au début de la croissance du dernier inlandsis, mais pas au cours des phases glaciaires subséquentes.

Ligne de partage d'Hudson

Il existe actuellement trois hypothèses sur la configuration de l'Inlandsis laurentidien lors du dernier maximum glaciaire. (1) Flint (1943), Walcott (1970) et Denton et Hughes (1981) ont proposé un modèle qui serait décrit aujourd'hui comme un inlandsis à dôme unique et en équilibre dynamique, centré dans la baie d'Hudson. D'après ce modèle, les erratiques ont été dispersés dans toutes les directions, à partir de la baie d'Hudson. Or, nous savons que la glace s'écoulait dans la baie à partir du nord-ouest et de l'est; ce modèle est donc rejeté et il ne sera pas examiné davantage dans ce chapitre. (2) Tyrrell (1898b) et Shilts (1980) ont envisagé un modèle à deux dômes avec des centres de dispersion au Keewatin et au Nouveau-Québec (en 1913, Tyrrell a proposé l'existence d'un troisième centre, celui du district de Patricia). Dans ce modèle, les Glaces du Labrador ont avancé vers le sud-ouest à travers l'Ontario et la moitié sud de la baie d'Hudson et fusionné avec les Glaces du Keewatin quelque part à l'ouest du lac Winnipeg. Shilts (1985) propose un autre modèle selon lequel les Glaces du Keewatin ont progressé vers le sud-est à travers le Manitoba et l'Ontario, mais il ne donne aucun indice à l'appui. (3) Dyke et al. (1982b) ont proposé un modèle à dômes multiples de l'Inlandsis laurentidien, caractérisé par une ligne de partage des glaces dans le sud de la baie d'Hudson qui a produit un centre de dispersion et une masse glaciaire (Glaces d'Hudson) distincte des glaces du Keewatin et du Labrador. La Ligne de partage d'Hudson faisait partie d'un complexe de lignes de partage ramifiées au sein de l'inlandsis (par ex., carte 1703A). D'après Dyke et al. (1982b), la Ligne de partage d'Hudson a commencé à s'établir dès que l'écoulement accéléré vers le détroit d'Hudson est devenu important; toutefois, au début de l'expansion de l'inlandsis, des glaces ont pu s'écouler vers le bassin d'Hudson à partir des centres du Keewatin, du Labrador et de Patricia. La validité des deux derniers modèles a été mise à l'épreuve en examinant les dépôts (1 à 3 ci-dessous) et les formes (4 à 6) glaciaires reconnus dans la région entourant à la baie d'Hudson, car la nature des sédiments glaciaires sous la baie est mal connue.

(1) Tous les modèles, sauf celui de Shilts (1985), expliquent non seulement l'existence, au Manitoba (fig. 3-20) et dans le nord de l'Ontario (fig. 3-19), des principales aires de dispersion des matériaux carbonatés, mais aussi la présence, partout dans la région, de marques d'écoulement généralement orientées vers le sud et le sud-ouest (fig. 3-18; Prest et al., 1968).

(2) Au Manitoba et dans une grande partie du nord de l'Ontario, le till supérieur est un till brun qui contient des mudstones et des dolomies rougeâtres provenant de formations dévoniennes situées au milieu de la baie d'Hudson. La présence du till brun dans le nord-ouest de l'Ontario exige un écoulement glaciaire vers le sud, à partir de la baie d'Hudson, plutôt que vers l'ouest ou le sud-ouest, à partir d'une source au Labrador. Par contre, les tills gris sous-jacents ont pu être déposés par des glaces associées à d'autres centres de dispersion.

(3) L'interprétation des « erratiques foncés » trouvés dans les tills est très controversée. Leur répartition a d'abord été utilisée pour réfuter l'existence d'un centre de dispersion glaciaire dans la baie d'Hudson, puisque leur présence dans les tills implique un écoulement glaciaire traversant le sud-est de la baie d'Hudson, à partir du Québec; ce raisonnement a été contesté récemment. Ces erratiques se présentent sous forme de cailloux et de galets de grauwacke foncée, caractérisée par des concrétions jaunâtres; dans la fraction des granules, ces clastes gris foncé sont peu distinctifs.
Shilts et al. (1979) ont retrouvé des fragments rocheux gris foncé de la taille des granules dans des tills du nord de l'Ontario et du Manitoba. Des cailloux et des galets de grauwacke à concrétions jaunâtres ont été découverts dans le nord du Manitoba, à l'est d'une ligne reliant Churchill, le lac Southern Indian et The Pas (Nielsen, 1982); il y en a également dans tous les tills de provenance orientale et dans certains tills (rapides Mountain, dans le nord du Manitoba) qui contiennent aussi des erratiques du « Keewatin ». Ils sont visibles dans les tills de surface du centre de la Saskatchewan (E. Nielsen, ministère de l'Énergie et des Mines du Manitoba, communication personnelle, 1985), dans les tills wisconsiniens et pré-wisconsiniens du sud-ouest du Manitoba (Nielsen, 1982), et vers l'ouest jusque dans le sud de l'Alberta (H. Groom, ministère de l'Énergie et des Mines du Manitoba, communication personnelle, 1984). Ils ont été reconnus dans le nord-ouest de

l'Ontario (Prest, 1963), dans les basses terres de la baie James (Bell, 1877; V.K. Prest, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1985), et vers le sud jusqu'à Leamington, en Ontario (E.V. Sado, Commission géologique de l'Ontario, communication personnelle, 1985). Bell (1879a) a été l'un des premiers à les observer au Manitoba; il a constaté leur ressemblance aux roches protérozoïques du géosynclinal circum-Ungava qui forment le substratum du sud-est de la baie d'Hudson et qui constituent la Formation d'Omaralluk dans les îles Belcher et sur la côte est de la baie d'Hudson. Depuis, toutes les roches semblables ont été interprétées comme provenant de cette région ou des collines Sutton. Pour ce qui est de la Ligne de partage glaciaire d'Hudson, il faut répondre aux questions suivantes: (1) les grauwackes (et les jaspes) peuvent-ils provenir d'autres sources? et (2) à quel moment les erratiques ont-ils été transportés?

D'après Prest (1963), les grauwackes trouvées dans le nord-ouest de l'Ontario ont été transportées par des glaces qui ont traversé la baie d'Hudson à partir d'un centre au Labrador. Selon Shilts et al. (1979), la distribution des « erratiques foncés » de la taille des granules exige en outre que cet écoulement ait persisté presque tout au long du dernier stade glaciaire; l'existence d'une Ligne de partage glaciaire d'Hudson aurait donc été impossible. En se basant sur l'étude des minéraux lourds dans les tills, les sédiments marins et les dépôts fluviatiles, Paré (1982), Henderson (1983) et Adshead (1983a, b) ont également conclu que la masse glaciaire qui a affecté les basses terres de la baie d'Hudson était centrée au Québec, admettant toutefois que leurs échantillons puissent provenir de sédiments remaniés. Or, d'après Dyke et al. (1982b) et les auteurs de ce chapitre, la distribution des grauwackes n'exclut pas l'existence d'une Ligne de partage glaciaire d'Hudson et leur mise en place est attribuée à un processus autre qu'un écoulement soutenu des Glaces du Labrador à travers l'Ontario et jusque dans les plaines, et ce pour les raisons suivantes:

(a) Ces roches, notamment celles trouvées dans le nord du Manitoba et de la Saskatchewan, pourraient provenir d'autres sources. Il y a des grauwackes dans le bassin de la rivière Fox, dans le nord-est du Manitoba, et aussi dans les séquences métavolcaniques et métasédimentaires le long de la rivière Seal, plus loin au nord. Des galets de grauwacke sont particulièrement abondants dans les tills qui affleurent le long de la rivière Churchill, directement au sud des séquences métavolcaniques de la rivière Seal. Ces galets, et possiblement certains erratiques des plaines, pourraient être dérivés de sources situées à l'ouest de la baie d'Hudson et avoir été transportés par les glaces d'Hudson, du Labrador ou du Keewatin. D'autres sources inconnues pourraient exister dans la baie d'Hudson (par ex., au large de Churchill) et percer la mince couverture paléozoïque.

(b) Dans certains cas, les erratiques ont vraisemblablement une origine polycyclique, car ils sont trouvés dans certains tills pré-wisconsiniens et dans tous les tills wisconsiniens de provenance orientale. Ou bien ces erratiques ont été recyclés dans des tills plus jeunes, ou bien les roches dont ils proviennent ont été érodées à nouveau au cours de chaque épisode glaciaire. Cette dernière hypothèse est préférée, parce que les erratiques sont parfois associés aux dépôts de lobes glaciaires qui ne provenaient pas de l'est (par ex., le Lobe de la rivière Rouge, dans le sud du Manitoba; Nielsen, 1982) et que, dans le nord du Manitoba, ils sont trouvés dans des tills contenant aussi des erratiques du Keewatin.

(c) Dans l'introduction du chapitre 3, il a été proposé que même si tous ces grauwackes concrétionnées caractéristiques sont dérivées de la Formation d'Omaralluk, dans l'est de la baie d'Hudson, elles ont vraisemblablement été transportées initialement vers l'ouest jusque dans la baie par les Glaces du Labrador, puis redispersées par les Glaces d'Hudson à mesure que s'est développée la Ligne de partage glaciaire d'Hudson.

(4) Dans les îles Ottawa (partie est de la baie d'Hudson), des stries croisées indiquent un écoulement majeur vers le nord-est, suivi d'un autre vers l'ouest-sud-ouest (Andrews et Falconer, 1969). Le modèle de Dyke et al. (1982b) attribue l'écoulement général vers le nord-est dans la moitié septentrionale de la baie d'Hudson, à une convergence de glaces provenant de centres situés au Labrador, dans le sud de la baie d'Hudson et au Keewatin; cet écoulement convergent se serait produit lorsqu'un courant glaciaire s'est formé dans le détroit d'Hudson. Plus tard, à la déglaciation, les glaces se sont écoulées vers la baie d'Hudson à partir du Nouveau-Québec. Par contre, le modèle de Shilts (1980) montre un écoulement pléniglaciaire vers l'ouest, traversant les îles Ottawa, ce qui est contraire aux observations.

(5) Les grandes formes morainiques et le tracé des fronts glaciaires en retrait sont mieux expliqués par un écoulement glaciaire radial en provenance d'un centre situé dans la baie d'Hudson, que par un mouvement issu d'un centre au Labrador.

(a) Les grands complexes morainiques interlobaires au sud-ouest et au sud-est de la baie d'Hudson (voir la fig. 3-22) ont été érigés par une masse glaciaire qui était dynamiquement distincte des glaces du Keewatin et du Labrador et qui était située dans le sud de la baie. Les moraines interlobaires de Burntwood-Knife et d'Harricana ont été érigées durant le dernier maximum glaciaire et par la suite. La Moraine de Burntwood-Knife, qui sépare des écoulements vers le sud et vers l'ouest, pourrait marquer la convergence des Glaces du Keewatin avec, soit les Glaces d'Hudson, soit les Glaces du Labrador; par contre, la position de la Moraine d'Harricana sous-tend que l'écoulement glaciaire dans la baie d'Hudson était indépendant de celui des Glaces du Labrador.

(b) Dans le nord de l'Ontario et du Manitoba, les directions d'écoulement associées aux crues tardiglaciaires, déterminées en cartographiant les formes glaciaires fuselées, suggèrent que les glaces se sont retirées vers un centre situé dans la baie d'Hudson et non pas vers des centres de dispersion au Labrador (Hardy, 1976; Prest, 1970) ou au Keewatin central (Shilts, 1981, 1985).

(c) Le développement de lacs glaciaires et leur distribution géographique en bordure de la marge sud de l'inlandsis suggère qu'une ligne de partage glaciaire située dans la baie d'Hudson a contrôlé le retrait des glaces et la croissance des lacs; dans le cas contraire, la progression de ces nappes d'eau vers le nord (en particulier, le Lac glaciaire Ojibway) aurait interrompu

l'écoulement régional des Glaces du Labrador vers le Manitoba et le nord-est de l'Ontario.

(d) Les datations au ^{14}C de coquilles indiquent que la mer postglaciaire a envahi l'ensemble des basses terres presque instantanément. Le retrait des glaces vers un centre au Labrador ne peut pas expliquer cette invasion marine synchrone.

(6) Dyke et al. (1982b) ont examiné le problème de l'asymétrie de l'inlandsis; ils ont souligné que si l'écoulement provenant de la Ligne de partage glaciaire du Labrador s'était étendu vers l'ouest au moins jusqu'à Winnipeg, mais vers l'est seulement jusqu'à la côte du Labrador, le profil de la nappe aurait été nettement asymétrique. À moins que la contrainte de cisaillement à la base de la glace sur le côté occidental n'ait été beaucoup plus faible que sur le côté oriental, les Glaces du Labrador n'auraient pas pu avancer beaucoup plus loin à l'ouest que la côte de la baie d'Hudson. Les modèles glaciologiques récents de l'Inlandsis laurentidien, élaborés par Denton et Hughes (1983) et par Fisher et al. (1985), appuient cette proposition et présentent un inlandsis à dômes multiples avec une ligne de partage dans le sud de la baie d'Hudson. Fisher et al., (1985) montrent aussi que cette ligne de partage se maintient même lorsque les contraintes de cisaillement prévues sont présumées avoir été plus faibles à la base de la glace dans la baie d'Hudson et les Prairies.

Enfin, si un courant glaciaire a existé dans le détroit d'Hudson et déclenché un mouvement vers le nord-est dans la partie nord de la baie, pendant que la glace progressait vers le sud et vers l'ouest à travers l'Ontario et le Manitoba, une ligne de partage des glaces devait exister dans le sud de la baie. Les dépôts et formes glaciaires et le schéma du retrait glaciaire appuient l'existence d'une telle ligne de partage. Sa position aurait migré en fonction de la vitesse d'écoulement du courant glaciaire dans le détroit d'Hudson (Denton et Hughes, 1983): un écoulement rapide l'aurait déplacée vers le sud, tandis qu'un écoulement plus lent causé par l'ancrage des glaces à l'embouchure du détroit l'aurait déplacée vers le nord. De même, des crues très fréquentes dans les lacs glaciaires endigués à la marge sud de l'inlandsis auraient déplacé la ligne de partage glaciaire et modifié sa forme (droite à courbe puis à sinueuse).

Variations des directions d'écoulement glaciaire

Les directions régionales de l'écoulement glaciaire et les fabriques du till indiquent que les glaces s'écoulaient à partir d'une ligne de partage située dans la baie d'Hudson; cependant, dans l'est du Manitoba et le nord de l'Ontario, la direction de l'écoulement est fort variable de sorte que de multiples générations de stries et de formes profilées ont été reconnues (Zoltai, 1962; Prest, 1963). Bien que la présence de stries altérées sur les «côtés aval» (Burwash, 1934) indique que certaines marques sont antérieures à la dernière glaciation, la majeure partie des marques d'écoulement ne peuvent qu'être ordonnées selon leur âge relatif. La plupart des recoupements de stries sont attribués à des changements de la direction d'écoulement lors de la déglaciation.

Limites de l'inlandsis

Durant le maximum glaciaire wisconsinien, une fois qu'un courant glaciaire était devenu actif dans le détroit d'Hudson, l'écoulement s'effectuait vers le nord à partir d'une ligne de partage située dans le sud de la baie d'Hudson. Les Glaces d'Hudson ont fusionné avec les Glaces de Foxe le long de leur marge septentrionale et ont formé un courant glaciaire dans le détroit d'Hudson. La position de la zone de coalescence est inconnue, mais elle devait se trouver au nord de l'île Mansel. Il y a eu coalescence des glaces du Keewatin et d'Hudson bien au large dans la baie d'Hudson, lorsque les Glaces du Keewatin se sont écoulées vigoureusement dans la baie avant d'être déviées vers le nord, à travers l'île Coats (Shilts, 1980; carte 1703A). La zone de confluence finale des glaces d'Hudson et du Keewatin en milieu terrestre est marquée par la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife dans le nord du Manitoba, et le complexe morainique de Bedford Hills-Belair au sud du lac Winnipeg (fig. 3-22). La position de la zone de confluence a varié légèrement au cours de la dernière glaciation, comme en témoignent la dispersion régionale de matériaux carbonatés à l'ouest de la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife et à l'est de la Moraine de Belair, et la superposition des stries. La limite méridionale des Glaces d'Hudson était une marge libre dans le Minnesota et le Wisconsin et au sud des Grands Lacs. Du côté est, les Glaces d'Hudson ont atteint la Moraine interlobaire d'Harricana, mais ne se sont pas étendues beaucoup plus loin vers l'est (voir ce chapitre, Vincent, 1989b). Au nord-est, elles n'ont probablement pas progressé très loin à l'est des îles Ottawa. Les stries orientées vers le nord trouvées à cet endroit pourraient marquer la zone de convergence des Glaces d'Hudson s'écoulant vers l'est, et des Glaces du Labrador s'écoulant vers l'ouest.

DÉGLACIATION

Perspectives et sommaire général

Prest (1970) a résumé plusieurs aspects essentiels de la déglaciation. Les travaux de stratigraphie et de cartographie régionale menés depuis ont grandement amélioré nos connaissances de l'histoire tardiglaciaire de cette région et permis d'élaborer de nouveaux concepts sur le style et la configuration du retrait glaciaire, dont voici les principaux:

(1) Une ligne de partage glaciaire a existé dans la baie d'Hudson au cours de la déglaciation. Les Glaces d'Hudson constituaient une entité dynamique distincte (c.-à-d. un domaine glaciaire), avec un style et un schéma d'écoulement particuliers, au sein de l'Inlandsis laurentidien.

(2) La déglaciation le long des marges méridionales des Glaces d'Hudson a commencé un peu plus tôt dans les zones de convergence des glaces d'Hudson et du Keewatin, et des glaces d'Hudson et du Labrador. Les grandes moraines interlobaires de Burntwood-Knife et d'Harricana marquent la position de ces zones. Elles ont été érigées parce que les eaux de fonte ont suivi le gradient hydraulique vers des zones de glace plus mince et relativement inactive en bordure des masses principales, et que l'écoulement glaciaire a persisté vers ces régions, qui étaient des aires d'accumulation de débris.

(3) Des lacs proglaciaires se sont développés là où les eaux de fonte ont été endiguées. Les premiers se sont formés dans la partie méridionale des bassins des Grands Lacs; plus tard s'est formé le Lac glaciaire Agassiz, le plus vaste de ces lacs, suivi par le Lac Barlow-Ojibway

qui s'est développé le long de la marge orientale de l'inlandsis (carte 1703A).

(4) La marge des Glaces d'Hudson était très mobile en raison de sa position dans un bassin marin, des déplacements fréquents de la ligne de partage glaciaire et des centres de dispersion, de l'existence de vastes lacs glaciaires le long de la marge méridionale, et probablement de la présence, à certains moments, d'une couche d'eau entre la glace et le substratum imperméable. La position des anciens courants glaciaires et des anciennes zones d'écoulement est marquée par les champs de formes profilées et par les moraines radiales construites en bordure des marges (par ex., moraines de Sachigo et de Limestone). Des lobes (par ex., Lobe du lac à la Pluie, Lobe de Hayes) se sont développés aux endroits où ces zones d'écoulement se rapprochaient de la marge méridionale libre de l'inlandsis. La répartition des formes radiales semble indiquer que de nombreux petits courants glaciaires ont pris forme dans les Glaces d'Hudson au cours de la déglaciation.

(5) Des moraines frontales, dont bon nombre ont été érigées sous l'eau, témoignent de courtes réavancées ou haltes du front glaciaire, associées soit à l'oscillation des niveaux lacustres, soit à des obstacles topographgiques.

(6) Les lacs proglaciaires ont continué de s'agrandir devant le front en retrait et ont fini par entourer toute la marge méridionale de l'inlandsis (Agassiz-Ojibway). De grandes baies se sont développées le long des zones de convergence interlobaire.

(7) Au cours des dernières phases de la déglaciation, certaines parties de la marge glaciaire ont avancé en crue dans les lacs glaciaires. Les crues glaciaires de Cochrane comptent parmi ces événements. La cartographie du nord de l'Ontario à l'aide de photographies aériennes suggère que ces crues sont survenues le long d'une grande partie de la marge (fig. 3-23). En outre, les « réavancées » de Cochrane (Prest, 1970) et les autres événements semblables comportaient peut-être de nombreuses petites crues le long d'un front glaciaire en retrait continu, plutôt qu'une ou deux réavancées majeures.

(8) Les crues, l'ablation, le sapement des marges septentrionales de cet inlandsis maritime et possiblement le décollement de la glace de son lit ont créé une masse glaciaire instable qui a disparu catastrophiquement avec l'invasion de la Mer de Tyrrell. Les débris graveleux (remaniés en plages) à proximité de la côte de la baie d'Hudson, en Ontario, pourraient marquer l'extrémité méridionale de l'inlandsis au moment de sa fragmentation.

(9) Les datations au ^{14}C de coquilles marines indiquent que l'invasion de la Mer de Tyrrell a été essentiellement synchrone dans l'ensemble des basses terres de la baie d'Hudson; elle est attribuée à des incursions marines le long des côtes orientale et occidentale de la baie.

Premiers stades de la déglaciation (20 ka à 10 ka)

Retrait du Lobe du lac à la Pluie (nord-ouest de l'Ontario) et du Lobe du lac Supérieur

La marge sud-ouest des Glaces d'Hudson a atteint son étendue maximale vers 20 ka (Prest, 1984), alors que le terminus avait atteint le Minnesota et le Wisconsin (fig. 3-22 et carte 1702A). Durant les premières phases de la déglaciation, le Lobe du lac Supérieur s'est retiré lentement et régulièrement, malgré des réavancées majeures des lobes adjacents du lac Michigan et des Moines. Au moment de l'Interstade de Two Creeks (12 ka), la glace s'était retirée jusque dans le bassin du lac Supérieur; vers 11,8 ka, elle a réavancé jusqu'à la marge méridionale du bassin et formé les moraines de Nickerson et de Two Rivers, dans le nord des États-Unis (Farrand et Drexler, 1985). Cette réavancée des Grands Lacs (anciennement la réavancée de Valders) n'est pas documentée par des sédiments glaciaires en Ontario ni au Manitoba, mais constitue un point de référence pour les événements subséquents dans le bassin du lac Supérieur. Le Sous-lobe de St. Louis, du Lobe de la rivière Rouge, s'est avancé sur le nord du Minnesota à peu près à cette époque.

Les lobes du lac à la Pluie et du lac Supérieur se sont retirés après 11,8 ka. Le Lac glaciaire Johnston (Antevs, 1951) s'est développé dans le nord-ouest de l'Ontario, entre le Lobe du lac à la Pluie et le Lobe de St. Louis. Lors du retrait glaciaire subséquent, de petits lacs proglaciaires ont fusionné avec le Lac glaciaire Agassiz, qui s'est développé dans la vallée de la rivière Rouge lorsque le Lobe des Moines s'est retiré au nord du bassin hydrographique du Mississippi (Elson, 1967); il s'agit de la phase Cass de Fenton et al. (1983), montrée à la figure 3-35a. À mesure que le front glaciaire se retirait, les moraines interlobaires de Bedford Hills et de Belair ont été érigées entre un lobe glaciaire qui s'écoulait vers le sud dans le bassin du lac Winnipeg, et un lobe qui s'écoulait vers l'ouest, à partir du Bouclier canadien. Le delta de la rivière Assiniboine s'est formé à peu près à cette époque, à l'endroit où les eaux de fonte en provenance de l'Ouest du Canada ont débouché dans la partie occidentale du lac glaciaire (Klassen, 1989); cette phase Lockhart du Lac Agassiz a duré jusqu'à ce que la glace se soit retirée à l'est des moraines d'Eagle-Findlayson (fig. 3-34b).

À 10,8 ka, le Lobe du lac à la Pluie s'était vraisemblablement déjà retiré vers l'est jusqu'à Thunder Bay. La déglaciation de régions plutôt basses a permis au Lac Agassiz de se drainer vers l'est jusque dans le bassin du lac Supérieur (Zoltai, 1965; Teller et Thorliefson, 1983), et le niveau lacustre a donc baissé sous le niveau de l'exutoire méridional. Les plages Herman, Ojata et The Pas se sont formées durant cette phase de basses eaux, appelée phase Moorhead. Les deux questions suivantes restent controversées: (1) jusqu'où la glace s'est-elle retirée vers l'est à cette époque? et (2) les déversoirs près du Lac Nipigon fonctionnaient-ils (p. ex., comme le montre Clayton, 1983)? Le déglacement de ces exutoires de Nipigon sous-tend une réavancée majeure durant l'événement glaciaire subséquent. Par contre, ou en outre, le lac pourrait s'être drainé vers le nord-ouest par la vallée de Clearwater, en Saskatchewan, durant cette phase (Elson, 1967; Christiansen, 1979). Quoi qu'il en soit, la phase Moorhead a pris fin vers 9,9 ka, lorsqu'une réavancée des lobes du lac à la Pluie et du lac Supérieur a fermé les exutoires de l'est.

Centre nord de l'Ontario

Les événements qui ont eu lieu entre 12 et 11 ka sont mal documentés à l'est de Sault Ste. Marie. Toutefois, durant la plus grande partie de cette période, la marge glaciaire devait se trouver près de la rive nord du bassin du lac

Huron (fig. 3-35a, b). Dans l'ensemble des hautes terres des Laurentides, des glaces ancrées se retiraient sur ce terrain précambrien relativement uniforme. Le retrait des glaces vers le nord fut accompagné d'une remontée du niveau des eaux dans les bassins d'Huron et de Michigan (probablement en raison du relèvement isostatique de l'exutoire de Kirkfield); à 11,2 ka, le Lac Agassiz a inondé la rive nord du lac Huron (Karrow et al., 1975) et envahi l'extrémité orientale du lac Supérieur (Prest, 1970; Cowan, 1985). Au sud de North Bay, plusieurs exutoires orientés est-ouest ont été déglacés (Harrison, 1972; Chapman et Putnam, 1984), produisant une série de niveaux lacustres inférieurs au niveau Algonquin principal (Hough, 1958; Prest, 1970; Karrow, 1989, tableau 3-2). Le relèvement isostatique a également contribué à cette succession d'événements.

Vallées des rivières Outaouais et Mattawa

Bien que les datations soient très controversées, la glace s'était retirée suffisamment vers 12 ka pour permettre à la Mer de Champlain, qui a envahi la vallée de l'Outaouais en venant de l'est, d'atteindre Ottawa (Richard, 1980b). La mer a peut-être atteint son extension maximum vers l'ouest à Chalk River vers 11,3 ka (Catto et al., 1981). Dans la haute vallée de l'Outaouais, les lacs post-Algonquin se sont étendus vers le nord-est jusque dans la région du lac Témiscamingue, tandis qu'un lobe glaciaire à l'est de Mattawa a bloqué le déversement des eaux vers l'aval de la rivière Outaouais (Vincent et Hardy, 1979; Veillette, 1988; ce chapitre, Vincent, 1989b). L'expansion du lac a suivi la ligne de suture des glaces d'Hudson et du Labrador, marquée par la Moraine d'Harricana. Vincent (ce chapitre, 1989b) examine les liens entre ces deux masses glaciaires, les lacs glaciaires Barlow et Ojibway et la Moraine interlobaire d'Harricana.

Entre 10,5 ka et 10 ka, le retrait du lobe glaciaire qui obstruait la vallée de la Mattawa a permis aux dernières phases du Lac Algonquin de se déverser dans les rivières Mattawa et Outaouais (Lewis, 1969; Karrow et al., 1975; Chapman et Putnam, 1984; Karrow, 1989). Cette ouverture de l'« exutoire de North Bay » a entraîné une phase de basses eaux, celle du Lac Stanley dans le bassin du lac Huron, et celle du Lac Hough dans la baie Georgienne, et a permis la formation du Lac Barlow dans la région du lac Témiscamingue (fig. 3-35c).

Marge des Glaces d'Hudson vers 10 ka

Vers 10 ka, les Glaces d'Hudson avaient déjà beaucoup reculé et les lacs proglaciaires s'étaient agrandis, bien que le bassin du lac Supérieur fût encore englacé (fig. 3-35c). Le Lac glaciaire Agassiz occupait un vaste territoire entre l'escarpement du Manitoba à l'ouest, la ligne régionale de partage des eaux au sud, et les glaces du Keewatin et d'Hudson au nord et à l'est. De grandes rivières en provenance de régions déglacées ont érigé des deltas, au sud-ouest. Les débris glaciaires ont été déposés dans le lac sous forme de couverture de sable et d'argile, de plaines de sable et de moraines radiales. Les petits lacs proglaciaires Duluth et Minong occupaient les parties occidentale et orientale du bassin du lac Supérieur. Le Lac Barlow s'est développé dans le bassin hydrographique de la haute rivière des Outaouais, le long de la marge orientale des Glaces d'Hudson, à proximité du contact entre les glaces d'Hudson et du Labrador.

Entre 10 ka et 8,5 ka, il y a eu construction de grands segments de la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife le long de la zone de convergence des glaces d'Hudson et du Keewatin, et de la Moraine interlobaire d'Harricana, entre les glaces d'Hudson et du Labrador. Les volumes considérables de sables et graviers constituant ces moraines ont été déposés aux endroits où les eaux de fonte des glaces en retrait débouchaient dans des lacs proglaciaires. La marge des Glaces d'Hudson était nettement échancrée, particulièrement à l'ouest où elle débouchait dans le Lac Agassiz. De grands lobes occupaient le nord-est du Manitoba (Lobe de Hayes), où la glace avait peut-être formé des courants glaciaires dans les dépressions topographiques qu'occupent la rivière Hayes et le fleuve Nelson. Un petit lobe se trouvait près du lac Trout, dans le nord de l'Ontario. Il y avait un grand lobe et plusieurs sous-lobes dans le nord-ouest de l'Ontario (Lobe du lac à la Pluie), et un autre lobe majeur dans le bassin du lac Supérieur. Les fronts de tous ces lobes sont délimités par des systèmes morainiques arqués, dont certains pourraient marquer des réavancées et d'autres, notamment les moraines composées de dépôts stratifiés, des pauses mineures ou des impulsions associées aux variations des niveaux lacustres. La disposition des formes d'écoulement glaciaire, notamment les formes profilées, et les stries témoignent de l'aspect général des Glaces d'Hudson à cette époque. Les lobes et sous-lobes étaient séparés par des zones de glaces plus minces ou plus lentes, dont l'existence est marquée par des moraines interlobaires ou radiales ressemblant à des eskers, et par de petites zones de stries convergentes.

Lobe de Hayes

À environ 10 ka, la marge méridionale des Glaces du Keewatin s'était déjà retirée jusqu'à une position marquée par la Moraine de Cree Lake et la Moraine de Highrock (fig. 3-35c). L'âge préconisé de la Moraine de Cree Lake est fondé sur la chronologie de Christiansen (1979). Le Lobe de Hayes, qui était séparé des Glaces du Keewatin par une échancrure dans le Lac Agassiz et par la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife, occupait la vallée du fleuve Nelson et de la rivière Hayes; la Moraine de Sachigo, qui a toujours séparé le lobe de Hayes des autres parties des Gla-

Tableau 3-2 Lacs Algonquin et post-Algonquins dans le bassin du lac Huron et le bassin est du lac Supérieur.

Nom	Altitude (m) à Sault Ste. Marie	Niveau original (m) (D'après Farrand et Drexler, 1985)
Algonquin principal	309	184
Groupe supérieur		
Ardtrea	302 ?	170
Orillia supérieur	295	
Orillia inférieur	?	
Wyebridge	275	165
Penetang	265	155
Cedar Point	257	150
Payette	247	142
Sheguiandah	~233	134
Korah (Minong)	210	122
Nipissing	198	184

ces d'Hudson, délimite sa marge orientale. L'écoulement au sein du lobe s'étalait à partir du centre d'un courant glaciaire qui occupait les basses terres de la rivière Hayes et du fleuve Nelson. La position du front glaciaire sur la figure 3-35c suit les moraines de Sipiwesk-Cantin mais, vu l'absence de données chronologiques absolues, le complexe plus méridional des moraines de Hargrave, de Hudwin et de Pasquia pourrait également indiquer la position de la marge à cette époque. Ces moraines se composent en grande partie de débris juxtaglaciaires substratifiés et

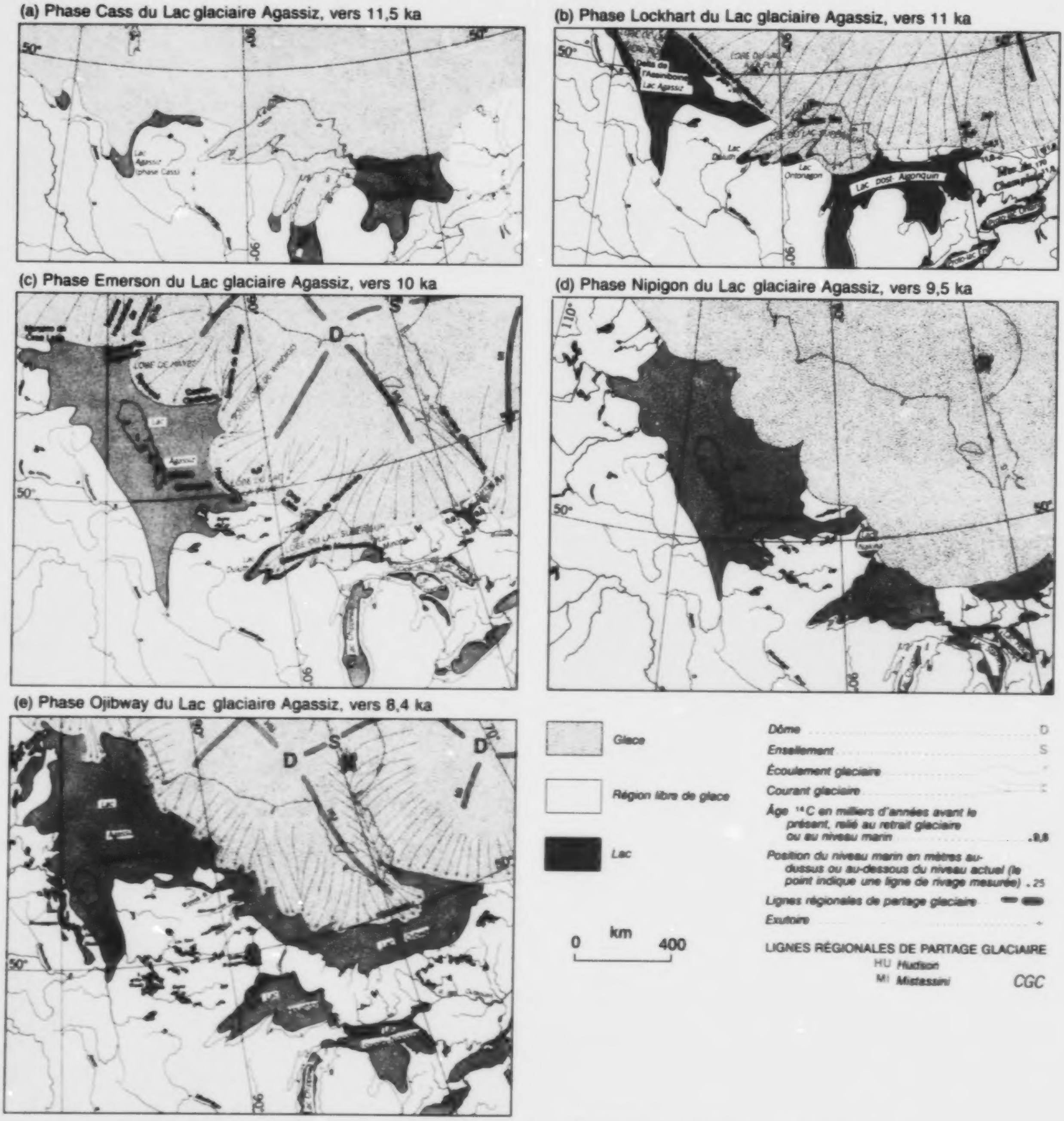


Figure 3.35. Déglaciation du sud-ouest du Bouclier canadien. Position de la marge glaciaire : (a) phase Cass du Lac glaciaire Agassiz, vers 11,5 ka; (b) phase Lockhart du Lac glaciaire Agassiz, vers 11 ka; (c) phase Emerson du Lac glaciaire Agassiz, vers 10 ka; (d) phase Nipigon du Lac glaciaire Agassiz, vers 9,5 ka; (e) phase Ojibway du Lac glaciaire Agassiz, vers 8,4 ka.

représentent vraisemblablement des arrêts ou de brèves impulsions de la marge glaciaire, plutôt que des réavancées majeures.

Lobe du nord-ouest de l'Ontario (Lobe du lac à la Pluie) et Lobe du lac Supérieur

Le Lobe du lac à la Pluie a occupé le nord-ouest de l'Ontario et engendré un mouvement glaciaire vers le sud-ouest qui a recoupé un ancien écoulement régional vers le sud. Il est limité par la Moraine de Sachigo au nord, et par la moraine radiale de Mackenzie au sud (fig. 3-22). La disposition des directions d'écoulement traduit l'existence de plusieurs sous-lobes qui sont délimités par des moraines frontales et radiales. À 10 ka, la marge du lobe longeait les moraines de Hartman et de Dog Lake, formées durant une réavancée (Zoltai, 1965).

Dans le bassin du lac Supérieur, la réavancée majeure de Marquette a érigé le complexe morainique de Marks-Mackenzie près de Thunder Bay (Zoltai, 1965; Burwasser, 1977), et les Moraines du Grand Marais sur la rive sud du lac, vers 9,9 ka (Black, 1969; Nielsen et al., 1982; Drexler et al., 1983; Clayton, 1983; Farrand et Drexler, 1985). Les réavancées de Hartman, de Dog Lake et de Marquette ont obstrué les exutoires orientaux du Lac Agassiz et mis fin à la phase Moorhead (basses eaux); le Lac Agassiz s'est alors déversé vers le sud, en empruntant la vallée de la rivière Rouge. Les niveaux du Lac Agassiz ont monté durant la période subséquente, appelée phase Emerson (environ 9,9 à 9,5 ka); à cette époque, il y a eu développement de la plage Campbell supérieure (350 m) dans l'ouest du Manitoba (Nielsen et al., 1982), et des plages à 470 m (Prest, 1963) sur la Moraine de Lac Seul. Un lit repère caractéristique, composé d'argile rouge dérivée de l'extrémité occidentale du lac Supérieur (Zoltai, 1962; Nielsen et al., 1982), a été mis en place dans la partie est du Lac Agassiz. Le Lac glaciaire Minong a occupé l'est du bassin du lac Supérieur et le Lac glaciaire Duluth, le sud-ouest. Les grandes réavancées de Marquette et autres ont vraisemblablement provoqué un amincissement considérable de la glace au nord du lac Supérieur et ont ainsi beaucoup influencé la déglaciation subséquente.

Retrait glaciaire de l'Holocène inférieur (de 9,9 ka à 8,2 ka)

Les lacs glaciaires ont continué de s'agrandir à mesure que le front glaciaire se retirait au nord de la ligne de partage des eaux de la baie d'Hudson et du fleuve Saint-Laurent. Les Glaces d'Hudson se retiraient à un rythme d'environ 220 m/a, entre le lac Supérieur et la baie James (Prest, 1968), et un peu plus rapidement, plus à l'ouest.

La segmentation de l'inlandsis en masses individuelles a commencé vers 10 ka et s'est poursuivie de plus en plus rapidement avec le développement progressif de « lobes » glaciaires secondaires, séparés les uns des autres par de petites moraines radiales (fig. 3-18). La cause du développement de ces lobes est inconnue, mais elle pourrait être liée à la création de courants glaciaires ou de zones d'écoulement à l'intérieur des Glaces d'Hudson, possiblement par suite du déplacement de la ligne de partage tardiglaciaire et de la dynamique glaciaire le long des marges de lacs glaciaires. Deux processus associés aux lacs proglaciaires ont peut-être favorisé la formation de courants glaciaires: la réduction de la contrainte de cisaillement à la base de la glace le long de certaines parties de la marge glaciaire par suite d'un flottement accru, et l'accélération du retrait de la marge par vêlage (c.-à-d., profils frontaux instables). Au Manitoba et dans le nord de l'Ontario, l'abondance des sillons d'icebergs se croisant dans toutes les directions (Dredge et Grant, 1982) indique que les icebergs étaient nombreux et le vêlage fréquent dans les lacs glaciaires. Le grand nombre de petites zones caractérisées par des formes fuselées qui divergent des directions régionales d'écoulement suggère que de nombreuses crues glaciaires locales ont eu lieu durant cette phase de la déglaciation (fig. 3-23).

Les eaux de fonte ont manifestement joué un rôle majeur durant la déglaciation. La plupart des moraines radiales sont formées de matériel fluvioglaciaire. Un grand nombre des principales moraines frontales se composent largement de débris glaciolacustres substratifiés, plutôt que de till ou de moraines de poussée. Puisque beaucoup de ces formes ne sont pas composées de till, elles pourraient représenter des arrêts ou des pulsations mineures de l'inlandsis, plutôt que des réavancées majeures; la position et le développement de plusieurs des plus grandes moraines pourraient être reliés à des réajustements glaciaires en réponse aux changements des niveaux lacustres.

Retrait du Lobe du nord-ouest de l'Ontario (Lobe du lac à la Pluie)

Après les réavancées de 10 ka, le Lobe du nord-ouest de l'Ontario et ses sous-lobes se sont retirés et ont érigé plusieurs moraines frontales. La réavancée subséquente jusqu'à la Moraine du Lac Seul a recouvert des sédiments lacustres et tronqué une partie des Moraines de Hartman. D'après Zoltai (1965), la Moraine du Lac Seul représente une réavancée d'au moins 40 km. Des moraines de De Geer jalonnent le retrait du front glaciaire depuis la Moraine de Lac Seul jusqu'à la Moraine de Nipigon. Au cours de cette période, les divers sous-lobes du Lobe du lac à la Pluie ont été déviés légèrement et il y a eu construction de la Moraine de Kaishak et d'autres moraines radiales.

Le retrait de la glace jusqu'à la Moraine de Nipigon a libéré une série d'exutoires de plus en plus bas qui ont permis au Lac Agassiz de se déverser dans le lac Supérieur; il a également marqué la fin de la phase Emerson du Lac Agassiz et le début de la phase Nipigon (fig. 3-35d). Cet événement date vraisemblablement d'environ 9,5 ka (Teller et Thorleifson, 1983). La chute du niveau lacustre pourrait avoir provoqué les réavancées ou arrêts mineurs qui ont formé les moraines de Whitewater et de Nipigon.

Plus tard, le retrait général des glaces a été interrompu par des réavancées qui ont érigé les moraines de Nakina (Zoltai, 1965) et d'Agutua (Prest, 1963). Sur la foi d'observations de sédiments lacustres déformés par glacitectonique, Prest a interprété la Moraine d'Agutua comme étant le produit d'une réavancée de 40 km. Toutefois, cette réavancée pourrait être moins importante, puisque les argiles enfouies ont pu résulter d'une série de petites pulsations individuelles au cours du retrait général. Le Lac glaciaire Nakina s'est développé devant les Moraines de Nakina, entre l'inlandsis et la ligne de partage des eaux des Grands Lacs et de la baie d'Hudson. Le retrait des glaces au-delà des moraines de Nakina et d'Agutua a probablement permis la coalescence du Lac Agassiz avec le Lac Ojibway (fig. 3-35e), qui s'agrandissait de l'est vers le nord-ouest (voir plus loin). Cet événement a mis fin à la phase

Nipigon et marqué le début de la phase Ojibway (peut-être équivalente à la phase Gimli d'Elson (1967)) du Lac Agassiz.

Lobe du lac Supérieur

Au cours du retrait consécutif à la réavancée de Marquette, le Lac glaciaire Minong s'est agrandi et a occupé tout le bassin du lac Supérieur. Le niveau du lac était maintenu par le seuil rocheux à Sault Ste. Marie jusque vers 9,5 ka (Saarnisto, 1974). Il a baissé suivant l'érosion du seuil rocheux de la rivière St. Marys, peut-être causée par l'influx des eaux du Lac Agassiz après la réouverture des exutoires de Nipigon (Teller et Thorliefson, 1983). Une argile rouge a pu être transportée jusque dans le réseau des Grands Lacs au cours de cet événement. Le niveau lacustre le plus bas qui est reconnu dans le bassin est celui du Lac Houghton; il s'est développé plus tard, pendant que les lacs Chippewa et Stanley occupaient les bassins des lacs Michigan et Huron (fig. 3-35e).

Un grand nombre de niveaux lacustres intermédiaires ont existé entre le Lac glaciaire Duluth et l'expansion du Lac Minong dans la partie occidentale du bassin (Farrand, 1960; Farrand et Drexler, 1985).

Centre nord de l'Ontario

Entre environ 10 ka et 8,2 ka, la marge glaciaire ancrée en retrait était généralement rectiligne et orientée est-ouest, dans le centre nord de l'Ontario. Une série de moraines mal définies, à orientation est-ouest, témoigne des positions successives de la marge glaciaire (fig. 3-22). Une série de moraines récessionnelles à Capreol, un peu au nord de Sudbury, ont été désignées Cartier I-III par Boissonneau (1968), qui a aussi établi un lien entre la moraine la plus au sud (Cartier I) et la Moraine de McConnell Lake (qui fait partie de la Moraine interlobaire d'Harricana, Veillette, 1988) dans la haute vallée de l'Outaouais. Si cette ceinture morainique est associée à la phase Korah des lacs post-Algonquin, son âge excède probablement 10 ka. Plus loin au nord, Boissonneau (1968) a décrit une autre série de moraines appelées Chapleau I, II et III; d'après lui, seule la moraine la plus au nord (Chapleau I) représente une réavancée. Des petits lacs proglaciaires se sont développés au sud de Chapleau (Lac Sultan), à Gogama (Lac Ostram) et à Gowganda (Lac Ogilvie).

Au nord de la ligne de partage des eaux des Grands Lacs et de la baie d'Hudson, les moraines sont peu nombreuses et l'histoire de la déglaciation est basée principalement sur les sédiments du Lac Ojibway (voir plus loin).

Haute vallée de l'Outaouais

Les âges ^{14}C rapportés par Veillette (1983a) indiquent que la déglaciation du bassin du lac Témiscamingue a eu lieu avant 10 ka. Se fondant sur une datation à la base des matériaux organiques dans une tourbière située au-dessus de la limite la plus élevée du Lac Barlow-Ojibway (9 990 ± 260 BP, BGS-552), Baker (1980) avait antérieurement placé la marge de 10 ka environ 100 km au nord du lac Témiscamingue, près de Kirkland Lake.

Le Lac Barlow a occupé le bassin du lac Témiscamingue, puis s'est étendu au nord pour devenir le Lac Barlow-Ojibway, et enfin le Lac Ojibway. Prest (1970) croyait que le Lac Barlow était retenu par un barrage de dépôts glaciaires environ 15 km au nord de Témiscamingue, au Québec. Or, Vincent et Hardy (1979) ont proposé que les premières phases du lac étaient retenues par des barrières de sédiments glaciaires près de Deux Rivières et de Mattawa, en Ontario, et que l'enfoncement glacio-isostatique différentiel contrôlait les dimensions du bassin lacustre. Le Lac Ojibway s'est séparé du Lac Barlow lorsque le relèvement isostatique l'a isolé au nord de l'actuelle ligne de partage des eaux de la baie d'Hudson et des Grands Lacs.

Plusieurs pauses ou réavancées mineures ont interrompu le retrait glaciaire au nord des moraines de Cartier-McConnell Lake et produit des moraines (Veillette, 1983a), notamment la Moraine de Roulier (Vincent et Hardy, 1979) qui est située dans le prolongement des crêtes de Chapleau III de Boissonneau (1968). Le Lac Ojibway s'est étendu vers à l'ouest le long du front glaciaire en retrait, et a par la suite inondé un vaste territoire dans le nord de l'Ontario et l'ouest du Québec; il est peut-être devenu contigu au Lac Agassiz (voir plus haut). Durant toutes ses phases, le Lac Barlow-Ojibway se drainait vers le sud via la vallée de l'Outaouais.

Derniers stades de la déglaciation et crues tardiglaciaires

La marge septentrionale des Glaces d'Hudson a reculé le long de baies de vêlage qui s'étendaient vers l'intérieur à partir du détroit d'Hudson (ce chapitre, Andrews, 1989) et possiblement du golfe de Boothia (ce chapitre, Dyke et Dredge, 1989). Une réinterprétation des extrémités septentrionales du Lac Agassiz (Dredge et Grant, 1982), fondée sur la répartition de formes glaciolacustres et de marques d'affouillement laissées par des icebergs, suggère que la périphérie méridionale des Glaces d'Hudson était entourée de lacs glaciaires vers la fin de la déglaciation. Le Lac glaciaire Agassiz s'est drainé via le nord-est du Manitoba jusque dans le Lac Ojibway après que la glace se fût retirée de la Moraine d'Agutua. Ce réseau lacustre élargi se drainait vers le sud par la vallée de l'Outaouais.

Les positions occupées par la marge glaciaire au cours de la dernière phase de retrait ne sont pas marquées par des moraines frontales. Toutefois, des moraines radiales ont été érigées, y compris la Moraine de Limestone, dans le nord du Manitoba (fig. 3-22), qui a divisé le Lobe de Hayes. La configuration du sous-lobe situé entre la Moraine de Limestone et la Moraine interlobaire de Burntwood-Knife a changé durant la déglaciation (Dredge, 1985), passant d'un lobe convexe à une grande baie de vêlage concave, dont les positions récessionnelles sont marquées par de larges dépôts arqués. Ces formes sont interprétées comme étant des moraines de limite d'ancrage, marquant le bord interne d'une rampe de glace flottante. Plusieurs autres moraines radiales ont été formées, y compris la Moraine d'Arnott à l'ouest de Hearst (Boissonneau, 1966). Cette moraine et la Moraine de Pinard, à l'est, représentent des deltas juxtaglaciaires. D'après Prest (1970), elles peuvent être mises en corrélation avec les Moraines de Nakina, à l'ouest. Or, dans la configuration de la marge glaciaire qui est donnée dans ce chapitre, les Moraines de Nakina sont reliées à des formes radiales sises au sud de la Moraine de Pinard, qui serait plutôt corrélative de la moraine de Beaverhouse ou d'événements subséquents.

Crues de Cochrane et crues glaciaires associées

Au cours des dernières phases de la déglaciation, la marge méridionale des Glaces d'Hudson semble avoir été relativement instable, et avoir fluctué irrégulièrement à plusieurs endroits entre le Manitoba et le Québec. Les sédiments lacustres, la nature du till et les troncatures de zones de formes profilées témoignent de ces fluctuations. Le comptage des varves indique que chaque fluctuation durait environ 25 ans (Hughes, 1965). Ces événements sont donc interprétés comme étant des crues glaciaires, formées par un courant glaciaire en progression et dont le front était une plate-forme flottante (voir la section sur les formes morainiques). La position et l'étendue de ces crues ont été cartographiées à l'aide de photographies aériennes (fig. 3-23). Les crues s'avançaient sur 50 à 75 km dans les lacs; à de nombreux endroits, des crues successives recoupent non seulement la configuration régionale du retrait glaciaire, mais aussi les crues antérieures. Fréquemment, la glace ne faisait qu'effleurer le sommet de hauteurs topographiques, y laissant une bande de rainures parallèles extrêmement fines (fig. 3-36). Certaines des formes finement fuselées finissent en arcs croisés, ce qui suggère que l'extrémité avant de la plate-forme glaciaire en progression s'est fragmentée en icebergs (D.R. Grant, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1984). La glace ancrée, elle, rabotait le substratum rocheux et rainurait la surface du till ou des dépôts glaciolacustres varvés, les incorporant ou les déformant pour former un till du type de Cochrane (Hughes, 1965; Hardy, 1976, 1977). Dans les dépressions intermédiaires, les formes de relief ont été peu modifiées, bien qu'un faciès de sédiments délestés existe dans certaines séquences de varves. Au-delà de la marge glaciaire, les crues faisaient augmenter brusquement l'épaisseur des varves (Hughes, 1965; Hardy, 1971), interropant ainsi les séquences de varves d'épaisseur décroissante.

De récents travaux sur le terrain et par photo-interprétation ont révélé qu'il y avait des crues tout au long de la marge méridionale des Glaces d'Hudson. Cependant, les crues les mieux documentées sont celles survenues dans la région de la baie James; elles ont été reconnues pour la première fois dans le district de Cochrane, en Ontario. Boissonneau (1966) a reconnu deux épisodes de la réavancée de Cochrane que Prest (1970) a nommées Cochrane I et II: le Cochrane I, limité à la région de la baie James, s'est avancé vers le sud; le Cochrane II a eu lieu plus tard et s'est avancé vers le sud-est. Au Québec, Hardy (1976, 1977) a reconnu trois épisodes de réavancées de « type Cochrane », le Cochrane I, le Rupert et le Cochrane II. Il a corrélé le Cochrane II, soit le plus récent, avec les épisodes principaux de Cochrane de Prest (1970). Plus tard, Hardy (1982b) a abandonné la réavancée de Rupert.

Prest (1969) a interprété ces événements comme étant des réavancées de 800 à 1 200 km d'une masse glaciaire qui était en retrait vers le Labrador via les basses terres de la baie d'Hudson; selon Hardy (1976, 1977), ils avaient pour origine une masse glaciaire centrée dans la baie d'Hudson; d'après Shilts (1980, 1985), l'épisode de Cochrane est une réavancée majeure des glaces en retrait vers un centre de dispersion au Keewatin. Nous interprétons les réavancées de Cochrane comme étant une série de petites (50 à 75 km) crues glaciaires le long du front continuellement en retrait des Glaces d'Hudson; cette interprétation concorde mieux avec la distribution des formes fuselées de Cochrane qui ont été cartographiées à l'aide de photographies, de travaux sur le terrain dans tout le secteur visé, et des limites signalées par Hughes (1965) et par Hardy (1976, 1977). Les crues de Cochrane ne sont qu'une série parmi un grand nombre d'événements similaires qui sont désormais cartographiés tout au long de la marge méridionale de l'inlandsis (fig. 3-23). Collectivement, ces crues définissent des mouvements radiaux à partir du centre d'Hudson.

Hughes (1965) estime à 8 275 ans l'âge minimal de la réavancée de Cochrane; il a obtenu cet âge en fixant à 7 875 ± 200 BP (GSC-14) le début de la Mer de Tyrrell et en y ajoutant 400 ans sur la foi de la chronologie régionale des varves. Hardy (1982b) a proposé que ses plus anciennes phases de Cochrane auraient culminé à 8,2 ka et à 7,9 ka; or, ces âges pourraient être un peu trop jeunes, compte tenu d'autres datations au ^{14}C obtenues pour la Mer de Tyrrell (voir la section sur la Mer de Tyrrell, ce chapitre, Vincent, 1989b). Dredge et al. (1986) ont obtenu un âge de 7 770 ± 140 BP (GSC-3070) pour des coquilles marines trouvées près de la rivière North Knife, au Manitoba, dans des dépôts sus-jacents à un till de type Cochrane; l'âge des crues y semble relativement comparable à celui des événements des environs de Cochrane.

Figure 3.36. Surface fuselée parallèle produite par des glaces en crue dans les lacs proglaciaires. Vue à partir du lac Kattawagami, Ontario, près de Cochrane (50°N, 80°W). PNA A13390-75.

Disparition des Glaces d'Hudson et invasion de la Mer de Tyrrell

Des sédiments glaciolacustres ont été observés vers le nord jusqu'à la côte de la baie d'Hudson le long du fleuve Nelson, où ils sont recouverts de dépôts marins; toutefois, l'étendue maximale du lac glaciaire dans la baie reste inconnue.

Au cours des dernières phases glaciaires, des lacs glaciaires ont sapé la marge méridionale des Glaces d'Hudson, notamment dans les zones interlobaires, comme en témoigne le prolongement, loin dans la baie d'Hudson, de la Moraine interlobaire d'Harricana (Hardy 1976, 1977). Les marges septentrionales des glaces ont aussi vêlé rapidement dans le détroit d'Hudson, le détroit de Boothia, à l'ouest de l'île Southampton, et possiblement le long de bassins dans la baie d'Hudson. L'abaissement du profil de l'inlandsis par fusion et par sapement des marges, allié à la poussée hydrostatique causée par l'incursion marine et le lac proglaciaire au sud, a pu entraîner le flottement de toute la masse de glace résiduelle. Un tel événement aurait permis à la Mer de Tyrrell d'envahir rapidement les basses terres de la baie d'Hudson. Les indices d'une chute soudaine du niveau des lacs glaciaires jusqu'au niveau de la Mer de Tyrrell sont trouvés au Québec dans des « horizons de vidange » composés de cailloux arrondis formés d'argile varvée et reposant sous des sables caillouteux (Hardy, 1976, 1982b). Skinner (1973) a reconnu des dépôts semblables dans le bassin de la rivière Moose. La mer a envahi la région de la baie James le long d'une ligne de suture entre les Glaces d'Hudson et celles du Labrador dans la région de la Grande rivière de la Baleine et du lac Guillaume-Delisle (Hardy, 1976, 1977; ce chapitre, Vincent 1989b). Sur le côté occidental de la baie d'Hudson, elle a d'abord atteint le bassin du Lac glaciaire Agassiz près de Churchill, par suite de la propagation d'une baie de vêlage le long de la suture entre les Glaces du Keewatin et celles d'Hudson (voir ce chapitre, Dyke et Dredge, 1989; fig. 3-13e).

ÉPISODE DE LA MER DE TYRRELL

La Mer de Tyrrell (Lee, 1960) est une nappe d'eau marine d'origine glacio-isostatique qui a occupé les basses terres de la baie d'Hudson vers la fin de la déglaciation et par la suite. Selon Prest (1969, 1970), elle a envahi les basses terres par la voie d'une baie de vêlage qui s'est vraisemblablement développée dans l'axe des bas-fonds du centre de la baie d'Hudson. Andrews et Falconer (1969) ont proposé la présence d'une baie de vêlage suivant la partie orientale de la baie d'Hudson pour expliquer la séquence d'écoulement glaciaire dans les îles Ottawa. Cette hypothèse a été corroborée par Hardy (1976, 1977) qui a étudié les relations stratigraphiques et paléogéographiques entre les dépôts glaciaires, lacustres et marins à l'est de la baie d'Hudson. Dyke et al. (1982b) ont proposé que la baie de vêlage avait suivi la ligne de suture entre les Glaces d'Hudson et les Glaces du Labrador. Dans le nord du Manitoba, les travaux sur le terrain et les datations au ^{14}C suggèrent qu'une autre baie de vêlage s'était développée dans la partie occidentale de la baie d'Hudson le long de la ligne de convergence des Glaces d'Hudson et des Glaces du Keewatin. Elle aurait pris naissance soit dans le détroit d'Hudson, soit dans le golfe de Boothia (ce chapitre, Dyke et Dredge, 1989). La mer était à son niveau maximal au début de l'invasion et a régressé par la suite jusqu'au niveau actuel de la baie d'Hudson.

Âge de l'invasion marine

Les coquilles marines les plus anciennes trouvées dans la région de la baie James datent de 7 800 ± 160 BP (QU-122; Hardy, 1982b). Jusqu'à tout dernièrement, on croyait que la Mer de Tyrrell avait envahi la région à peu près à cette époque, ou un peu après, puisque les matériaux datés se trouvent sous la limite marine. D'après Craig (1969), la mer s'est étendue progressivement vers l'ouest, à travers les basses terres de la baie d'Hudson. Or, les datations provenant du nord-ouest du Manitoba (Wagner, 1967; 8 010 ± 95 BP, GX-1063; 8 000 ± 200 BP, BGS-812; 8 200 ± 300 BP, BGS-813, tableau 3-3) semblent indiquer que la Mer de Tyrrell avait déjà envahi la région à 8 ka ou même avant. En supposant que ces âges et les modalités du démembrement des Glaces d'Hudson aient été correctement évalués, la mer aurait envahi toutes les basses terres de la baie d'Hudson à peu près en même temps. Les coquilles marines les plus anciennes et les plus élevées (8 530 ± 220 ans, GSC-896) proviennent de dépôts de plage dans le nord-est du Manitoba. Ce petit échantillon était composé de fragments de coquilles usées; puisqu'il avait environ 700 ans de plus que l'âge le plus ancien obtenu dans la région de la baie James, et 1 200 ans de plus que l'âge le plus ancien obtenu au Manitoba, Craig (1969) a pensé qu'il contenait des coquilles anciennes remaniées. La datation par accélérateur de coquilles fraîches et de coquilles usées trouvées dans une levée de plage le long du fleuve Nelson donne des âges de 6 980 ± 60 BP (TO-220) et de 39 140 ± 520 BP (TO-221), ce qui confirme l'argument de Craig.

Le synchronisme apparent de l'invasion marine dans le domaine glaciaire d'Hudson à des endroits où se trouvait une ligne de partage maritime, est nettement en contraste avec l'invasion diachrone dans le Secteur adjacent du Keewatin, laquelle reflète l'expansion marine au front d'un glacier qui se retirait par ablation vers une ligne de partage terrestre.

Configuration et extension maximale

La figure 3-27 montre la région inondée par la Mer de Tyrrell, les altitudes de la limite marine (la plupart étant extrapolées de courbes de niveau sur les cartes topographiques), et la localisation des sites d'échantillons datés au ^{14}C et mentionnés dans le texte. L'estimation de la limite marine est fondée sur l'altitude des plus hautes plages ou encoches littorales érodées visibles sur les photographies aériennes. Lorsqu'aucune levée de plage n'est visible, l'estimation est basée sur la limite inférieure des marques d'affouillement creusées par des icebergs. Dans un premier temps, ces marques étaient probablement omniprésentes sur le fond du Lac Agassiz, mais plus tard, elles ont vraisemblablement été oblitérées par les vagues et les courants dans les régions ennoyées par la Mer de Tyrrell (Dredge et Grant, 1982). Il est difficile d'établir des limites plus précises, car une importante couverture de tourbe masque les dépôts et les formes mineures du relief. La limite marine la plus basse se trouve dans la région du fleuve Nelson (122 m) et elle s'élève vers le nord et le sud-est. Elle atteint un maximum d'environ 180 m dans la région des collines Sutton et à l'extrémité sud de la baie James. Au nord du

fleuve Nelson, elle s'élève à un maximum de 180 m près de la rivière Seal, dans une région recouverte par les Glaces du Keewatin. Elle s'abaisse irrégulièrement au nord de ce point. Dans le nord du Manitoba, les différences d'altitude et de gradient de la limite marine sont le résultat de différences entre l'histoire de la glaciation et de la déglaciation des Glaces du Keewatin et celle des Glaces d'Hudson. Puisque l'invasion marine a vraisemblablement été presque synchrone partout dans les basses terres de la baie d'Hudson, les altitudes de la limite marine permettent d'y reconstituer le gauchissement isostatique de la croûte. D'après Andrews et Peltier (1976), les limites marines élevées du sud-est de la baie d'Hudson semblent indiquer la présence d'un centre de surcharge glacio-isostatique dans cette région. De même que les limites marines de plus en plus élevées au nord du fleuve Nelson reflètent la surcharge des Glaces du Keewatin. Dans la région du fleuve Nelson, les limites marines relativement basses appuient le concept d'une surcharge glacio-isostatique moins importante et d'un relèvement partiel antérieur à l'arrivée de la Mer de Tyrrell.

Développement morphologique et sédimentation

Dans la région qui était occupée par les Glaces d'Hudson, les dépôts de la Mer de Tyrrell sont généralement minces (voir la section sur les matériaux), car aucune masse glaciaire ne déversait ses eaux de fonte chargées de sédiments dans cette partie de la mer.

Les levées de plage formées au début de l'émersion sont peu développées. La grande plage (« Great Beach ») est une exception; il s'agit d'une forme remarquable, large de 200 à 800 m, qui peut être suivie sur une distance d'environ 800 km, depuis la rivière North River, à travers le nord-est du Manitoba et le nord de l'Ontario jusqu'à la rivière Winisk. Puisqu'elle se trouve à des altitudes variées, elle n'est vraisemblablement pas le produit d'une seule ligne de rivage, mais plutôt celui d'une série de plages développées sur une forme morainique sableuse plus ancienne. L'imposante série de levées de plage trouvée entre le fleuve Nelson et les collines Sutton, à une altitude allant d'environ 60 m jusqu'au niveau actuel de la mer, pourrait représenter les vestiges remaniés de débris gros-

Tableau 3-3. Âge ^{14}C sélectionnés de l'Holocène des basses terres de la Baie d'Hudson, sud-ouest du Bouclier canadien.

	Localité (voir la fig. 3-27)	Âge (années BP)	Numéro de laboratoire	Altitude (m)	Matériel	Coordonnées Latitude/longitude		Références	Remarques
Churchill et région à l'ouest									
1	Rivière Caribou	6790 ± 100	GSC-2579	90	coquilles	59°19'	95°23'	Blake, 1982	deltaïque
2	Rivière North Knife	7770 ± 140	GSC-3070	110	coquilles	58°33'	95°50'	Blake, 1982	dans des sables, début de l'émersion
3	Grande Plage (Great Beach)	7270 ± 120	GSC-92	142	coquilles	58°11'	95°03'	Craig, 1969	altitude pourrait être de 110 m
4	Fleuve Churchill	8010 ± 95	GX-1063	67	coquilles	58°06'	94°42'	Wagner, 1967	localisation approximative
5	Pointe Watson	385 ± 80	GX-1073	4	coquilles	58°45'	93°21'	Wagner, 1967	localisation approximative
6	Churchill	3190 ± 80	GX-1065	38	coquilles	59°45'	94°16.5'	Wagner, 1967	localisation approximative
7	Seahorse	3560 ± 105	S-738	35	coquilles	58°45'	94°15'	Rutherford et al., 1975	
8	Churchill	3080 ± 130	GSC-245	5	tourbe	58°45.2'	94°[illegible]	Lowdon et al., 1971	
9	Churchill	3040 ± 130	GSC-261	23	coquilles	58°44.5'	94°04.8'	Lowdon et al., 1971	dans des sables littoraux
10	Ruisseau Goose	3430 ± 140	GSC-735	5	coquilles	58°40.3'	94°10.2'	Craig, 1969	dans une argile caillouteuse
11	Churchill	5020 ± 140	GSC-1549	22	coquilles	58°44.4'	94°04.6'	Craig, 1969	
12	Champ de tir de roquettes	2120 ± 130	GSC-723	22	coquilles	58°45.4'	93°58.8'	Craig, 1969	sables littoraux
13	Champ de tir de roquettes	1020 ± 140	GSC-684	7	coquilles	58°45.6'	93°57.0'	Craig, 1969	gravier littoral
14	Champ de tir de roquettes	1240 ± 130	GSC-682	11	coquilles	58°44.8'	93°50.4'	Craig, 1969	gravier littoral
15	Lacs Twin	2320 ± 130	GSC-683	27	coquilles	58°42.2'	93°50.6'	Craig, 1969	gravier littoral
16	Lacs Twin	3180 ± 140	GSC-685	39	coquilles	58°37.1'	93°48.7'	Craig, 1969	gravier
17	Lacs Twin	3190 ± 80	GX-1072	30	coquilles	58°36.4'	93°49.4'	Wagner, 1967	localisation approximative
18	Cape Churchill	0 ± 130	GSC-1226	0	coquilles	58°45'	93°12'	Lowdon et al., 1971	intertidal
19	Rivière North Knife	4000 ± 90	GSC-3851	30	coquilles	58°53.5'	94°58.0'	Blake, 1988	dans une argile silteuse
20	Rivière Deer	5150 ± 110	BGS-796	30	coquilles	58°23.4'	94°14.2'	Nielsen, inédit	
21	Fleuve Churchill	3530 ± 100	BGS-793	100	bois	57°58'	95°00'	Nielsen, inédit	
22	Fleuve Churchill	7670 ± 370	GSC-3348	134	coquilles	57°40'	95°25'	Blake, 1982	coquilles dulçaquicoles
23	Fleuve Churchill	5960 ± 100	BGS-980	134	bois	57°40'	95°25'	Nielsen et Dredge, inédit	tourbe basale, billot
24	Rivière Owl	6880 ± 130	GSC-3855	59	coquilles	57°36'	93°32'	Blake, 1988	
25	Rivière Owl	5310 ± 80	GSC-3856	49	coquilles	57°41.5'	93°21.5'	Blake, 1988	
26	Rivière Owl	5290 ± 70	GSC-3896	37	coquilles	57°46.3'	93°11'	Blake, 1988	sable sous un diamicton marin
57	Lac Recluse	6490 ± 170	GSC-1738	185	tourbe	56°52'	95°47'	Lowdon et al., 1977	tourbe basale
58	Lac Spruce	4850 ± 60	GSC-2567	210	bois	59°05'	96°45'	Lowdon et Blake, 1978	
60	Lac Moorby	6040 ± 80	GSC-2759	190	tourbe	59°28.3'	101°12.5'	Lowdon et Blake, 1979	tourbe basale
61	Lac Moorby	4450 ± 60	GSC-2803	190	tourbe	59°28.3'	101°12.5'	Lowdon et Blake, 1979	
63	Lac Baldock	5430 ± 210	GSC-1782	305	tourbe	56°21'	97°57.5'	Lowdon et Blake, 1975	mousse
64	Lac Baldock	6920 ± 150	GSC-1818	305	tourbe	56°21'	97°57.5'	Lowdon et Blake, 1975	débris organiques à la base
Région du fleuve Nelson									
27	Charlebois	6280 ± 80	GSC-2760	100	tourbe	56°40'	95°05'	Roggensack, inédit	tourbe basale
28	Port Nelson	7020 ± 100	GSC-3921	16	coquilles	57°1.6'	92°38.0'	Blake, 1988	
29	Flamborough Head	7370 ± 90	GSC-3930	30	coquilles	56°58.1'	92°47.0'	Blake, 1988	
30	Rivière Angling	7250 ± 80	GSC-3904	15	coquilles	56°45.0'	93°36.5'	Blake, 1988	surface à 35 m
31	Sundance	7180 ± 70	GSC-3326	76	coquilles	56°32.0'	94°05'	Nielson et Dredge, 1982	ré-échantillonnage de BGS-714
32	Sundance	6900 ± 150	BGS-714	76	coquilles	56°32.0'	94°05'	Nielsen et Dredge, 1982	
33	Sundance	6900 ± 100	BGS-798	76	coquilles	56°32.0'	94°05'	Nielsen et Dredge, 1982	
34	Sundance	7030 ± 170	GSC-2294	90	coquilles	56°32.0'	94°05'	Klassen, 1985	
35	Berge droite du Nelson	6760 ± 80	GSC-3367	67	coquilles	56°32.5'	94°08'	Nielsen et Dredge, 1982	ré-échantillonnage de BGS-791
36	Berge droite du Nelson	6760 ± 100	BGS-791	67	coquilles	56°32.5'	94°00'	Nielsen et Dredge, 1982	
37	Berge droite du Nelson	6280 ± 180	BGS-711	67	coquilles	56°32.5'	94°00'	Nielsen et Dredge, 1982	ré-échantillonnage de BGS-791
38	Berge droite du Nelson	6500 ± 140	BGS-797	67	coquilles	56°32.5'	94°00'	Nielsen et Dredge, 1982	unité sableuse supérieure
39	Trou du mille 5	7120 ± 120	BGS-906	84	coquilles	56°31.7'	94°15'	Nielsen, inédit	
40	Berge gauche du Nelson (418)	6990 ± 130	BGS-712	82	coquilles	56°25.8'	94°12'	Nielsen et Dredge, 1982	
41	Berge gauche du Nelson	7050 ± 150	BGS-815	90	coquilles	56°26.1'	94°10.5'	Nielsen, inédit	
42	Berge gauche du Nelson	6750 ± 150	BGS-713	90	coquilles	56°25.2'	94°13'	Nielsen et Dredge, 1982	
43	Berge gauche du Nelson	7300 ± 200	BGS-814	90	coquilles	56°25.0'	94°14'	Nielsen, inédit	
44	Long Spruce	8000 ± 200	BGS-812	105	coquilles	56°25.0'	94°20.5'	Nielsen, inédit	
45	Long Spruce	7760 ± 80	GSC-3916	100	coquilles	56°24.9'	94°20.2'	Nielsen et Dredge, 1982	ré-échantillonnage de BGS-812
46	Fleuve Nelson	8200 ± 300	BGS-813	90	coquilles			Nielsen, inédit	
59	Île	6900 ± 130	GSC-3920	15	coquilles	56°50'	93°30'	Blake, 1982	

siers provenant de restes échoués des Glaces d'Hudson (voir plus haut, fig. 3-28). Les séquences de plage semblent être espacées régulièrement et pourraient être reliées à des cycles climatiques holocènes, comme le sont vraisemblablement des séquences similaires dans l'est de la baie d'Hudson (Hillaire-Marcel et Fairbridge, 1978).

Évolution du niveau marin

La figure 3-37 présente des courbes d'émersion pour les basses terres de la baie d'Hudson et les régions adjacentes. Elles montrent l'émersion minimale, car elles sont basées en grande partie sur des coquilles datées qui ne témoignent pas nécessairement de l'âge des plans d'eau à l'altitude où elles ont été recueillies. L'émersion est représentée par des courbes simples, mais elle a peut-être été beaucoup plus complexe. D'ailleurs, les données sont peu nombreuses vers le milieu de la plupart des courbes.

Malgré ces lacunes, ces courbes illustrent plusieurs aspects intéressants du relèvement glacio-isostatique. Celles du sud de la baie d'Hudson (baie James, Churchill, fleuve Nelson et rivière Hayes) ne présentent pas l'émersion initiale rapide qui caractérise la plupart des courbes (p. ex., la Grande Rivière); de plus, les limites marines y sont plus basses qu'ailleurs dans la partie centrale de l'Inlandsis laurentidien. Ces deux aspects suggèrent qu'un relèvement considérable a pu précéder l'inondation marine. Prises isoliments, ces altitudes inférieures de la limite marine pourraient tout simplement indiquer que cette région était éloignée des premiers centres de surcharge. Dans le sud de la baie d'Hudson, l'émersion est représentée par des courbes « aplaties » plutôt que par des courbes exponentielles simples. Leur forme aplatie pourrait traduire une décharge glacio-isostatique influencée par des centres glaciaires multiples, à déglaciation chronologiquement décalée.

Puisque la limite marine a vraisemblablement été atteinte à peu près en même temps à Churchill, au fleuve Nelson, à la rivière Hayes, à la baie James et au cap Henrietta Maria, les courbes de formes différentes dans le Secteur d'Hudson de l'Inlandsis laurentidien reflètent des différences de la surcharge glacio-isostatique. Dans les basses terres de la baie d'Hudson, la surcharge simple ou combinée la plus élevée était vraisemblablement située près du cap Henrietta Maria dans le sud-est de la baie, à proximité d'une des lignes de partage préconisées pour les Glaces d'Hudson. La surcharge était vraisemblablement un peu moins grande ailleurs dans la région de la baie James et à proximité de Churchill (qui a subi l'influence des glaces d'Hudson et du Keewatin). La surcharge la plus

Tableau 3-3 (suite)

	Localite (voir la fig. 3-27)	Age (annees BP)	Numero de laboratoire	Altitude (m)	Materiel	Latitude	Longitude	References	Remarques
Region de la riviere Hayes									
47	York Factory	660 ± 190	GSC-1468	2	bois	57°03′	92°14′	Simpson, 1972	
48	York Factory	1930 ± 130	GSC-1305	5	bois	56°59′	93°39′	Simpson, 1972	
49	York Factory	2065 ± 125	GX-2061	9	bois	57°00′	92°15′	Simpson, 1972	localisation approximative
50	York Factory	1055 ± 125	GX-2062	4	bois	57°00′	92°15′	Simpson, 1972	localisation approximative
51	York Factory	1250 ± 105	GX-2063	2-3	bois	57°00′	92°15′	Simpson, 1972	localisation approximative
52	Riviere Hayes	4890 ± 140	GSC-1745	21	bois	56°48′	92°42′	Klassen et Netterville, 1973	dans du sable deltaique alluvial
53	Riviere Gods	6610 ± 100	GSC-1955	75	coquilles	56°15′	92°45′	Lowdon et al., 1977	dans du sable
54	Riviere Hayes	7570 ± 140	GSC-879	115	coquilles	56°23′	93°17′	Lowdon et Blake, 1970	dans une argile silteuse limite marine a 130 m
55	Riviere Stupart	7110 ± 90	GSC-3926	90	coquilles	55°59′	93°23′	Blake, 1988	sable superieur
56	Kaskattama	8530 ± 220	GSC-896	125	coquilles	56°18′	90°24′	Lowdon et Blake, 1970	limite marine a 140 m
Nord de l'Ontario									
65	Riviere Fawn	7400 ± 140	GSC-877	137	coquilles	54°29′	88°16′	Lowdon et Blake, 1970	valves accolees, 45 m
66	Riviere Ekwan	7220 ± 140	GSC-872	120	coquilles	53°32′	86°03′	Lowdon et Blake, 1970	
67	Attawapiskat	5670 ± 110	GSC-31	140	tourbe	53°07′	85°25′	Dyck et Fyles, 1963	
68	Attawapiskat	4940 ± 80	GrN-1925		tourbe	53°09′	85°18′	Terasmae et Hughes, 1960a	
69	Lac Hawley	5580 ± 150	GSC-747	129	tourbe	54°34′	84°40′	Dyck et al., 1965	
70	Cap Henrietta Maria	2310 ± 200	I-3909	41	coquilles	54°50′	82°36′	Webber et al., 1970	localisation approximative
71	Cap Henrietta Maria	1430 ± 190	I-3983	23	coquilles	54°52′	82°25′	Webber et al., 1970	localisation approximative
72	Cap Henrietta Maria	2410 ± 200	I-3907	7	coquilles	54°52′	82°18′	Webber et al., 1970	localisation approximative
73	Cap Henrietta Maria	1210 ± 130	GSC-231	14	tourbe	54°58′	82°20′	Dyck et al., 1965	
74	Kapiskau	7720 ± 140	GSC-880	120	coquilles	51°56′	84°32′	Lowdon et Blake, 1970	
75	Albany Forks	7140 ± 170	GSC-831	158	tourbe	51°23′	84°31′	Lowdon et Blake, 1970	
76	Albany Forks	5820 ± 150	GSC-895	168	tourbe	51°28′	84°48′	Lowdon et Blake, 1970	
77	Kabinakagami	7540 ± 140	GSC-915	99	coquilles	50°13′	84°14′	Lowdon et Blake, 1970	
78	Nagagami	7760 ± 160	GSC-897	105	coquilles	50°13′	84°18′	Craig, 1969	
79	Riviere Pivabiska	7630 ± 170	GSC-1309	116	coquilles	50°14′	83°04′	Skinner, 1973	dans du sable grossier localisation approximative
80	Missinaibi	7500 ± 160	GSC-1418	109	coquilles	50°11′	83°00′	Skinner, 1973	dans du sablet du silt localisation approximative
81	Missinaibi	7875 ± 200	GSC-14	121	coquilles	50°13′	82°54′	Hughes, 1965; Lee, 1960	altitude pourrait etre de 106 m
82	Riviere Opasatika	7520 ± 80	GrN-1698	102	coquilles	50°05′	82°30′	Vogel et Waterbolk, 1972	graviers au sommet de la coupe
83	Riviere Opasatika	6890 ± 220	GSC-1449	86	coquilles	50°22′	82°22′	Skinner, 1973	a la base de graviers marins localisation approximative
84	Riviere Opasatika	6620 ± 240	GSC-1499	100	coquilles	50°12′	82°20′	Skinner, 1973	dans des graviers localisation approximative
85	Riviere Opasatika	7280 ± 150	GSC-1438	102	coquilles	50°05′	82°30′	Skinner, 1973	re-echantillonnage de GrN 1698
86	Mattagami	7523 ± 400	I-1256	112	coquilles	50°00′	82°12′	Skinner, 1973	localisation approximative
87	Little Long Rapids	6910 ± 120	GSC-7	112	bois	50°01′	82°12′	Dyck et Fyles, 1963	base de la tourbe
88	Mattagami	7380 ± 160	GSC-1430	124	coquilles	50°08′	82°11′	Skinner, 1973	dans des graviers, barrage Kipling
89	Mattagami	4900 ± 130	GSC-1398	46	coquilles	50°34′	81°33′	Skinner, 1973	localisation approximative
90	Mattagami	4160 ± 140	GSC-1323	46	bois	50°34′	81°33′	Skinner, 1973	dans des alluvions
91	Mattagami	4120 ± 130	GSC-1531	46	bois	50°34′	81°33′	Skinner, 1973	dans du gravier
92	Rapides Otter	7100 ± 160	GSC-1241	133	coquilles	50°10′	81°40′	Skinner, 1973	dans une plage; localisation approximative
93	Cap Henrietta Maria	235 ± 190	I-3908	7	bois	55°	82°	Webber et al., 1970	bois flotte
94	Cap Henrietta Maria	2450 ± 190	I-3982	22	bois	55°	82°	Webber et al., 1970	bois flotte

faible se trouvait près du fleuve Nelson et de la rivière Hayes, car ces régions étaient les plus éloignées des principaux centres de surcharge, ou avaient été largement déchargées avant la formation de la limite marine vers 8 ka.

Le fait que certaines séries de courbes en recoupent d'autres indique, soit que ces courbes sont peu limitées par les données disponibles, soit que les centres de relèvement se sont déplacés au cours de l'Holocène moyen. Le rivage de 7 ka atteint son altitude maximale à proximité de La Grande Rivière (il pourrait être encore plus élevé au cap Henrietta Maria, mais son altitude y est inconnue). Il est élevé dans les îles Ottawa (voir la section sur le sud-est du Bouclier canadien, dans ce chapitre), beaucoup plus bas dans l'ouest de la baie James et encore plus bas aux environs du fleuve Nelson; puis, il remonte légèrement vers Churchill. À 5 ka, les lignes de rivage les plus élevées sont encore celles de La Grande Rivière, mais le rivage est plus élevé dans l'ouest de la baie James et le sud de la baie d'Hudson que dans le nord du Keewatin et les îles Ottawa. La ligne de rivage, tout comme les rivages plus anciens, s'abaisse vers le fleuve Nelson et remonte vers Churchill. Ces variations d'altitude indiquent que les centres orientaux de relèvement se sont déplacés des environs des îles Ottawa-La Grande Rivière jusqu'à proximité de La Grande Rivière-cap Henrietta Maria. Ainsi, la rive sud de la baie d'Hudson pourrait encore se relever substantiellement et certaines parties de la baie pourraient éventuellement s'assécher.

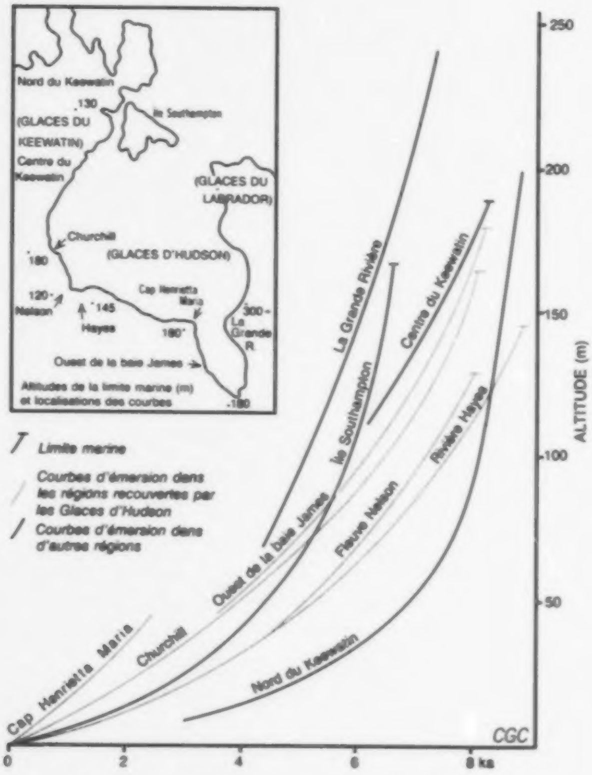


Figure 3.37. Relèvement postglaciaire de la baie d'Hudson méridionale, d'après les courbes d'émersion marine.

Tableau 3-4. Estimations de l'émersion et de la submersion actuelles dans les régions de la baie d'Hudson et du lac Supérieur.

Localité	Taux estimé de l'émersion (+) ou de la submersion (-)	Référence
Churchill, Manitoba	+0,39 m/siècle	Barnett, 1970 (analyse marégraphique)
Cape Henrietta Maria, Ontario	+1,2 m/siècle	Webber et al., 1970 (courbes d'émersion établies avec des âges ^{14}C)
Fort Albany, baie James, Ontario	+0,9 à +1,2 m/siècle	Hunter, 1970 (données historiques)
Lac Guillaume-Delisle, Québec	+1,1 m/siècle	Hillaire-Marcel et Fairbridge, 1978 (courbes d'émersion)
Région de Michipicoten, Ontario	+0,27 m/siècle	Farrand et Drexler, 1985 (données limnimétriques, U.S. Corps of Engineers)
Pointe Iroquois (rivière St. Marys), Michigan	0	Farrand et Drexler, 1985 (données limnimétriques, U.S. Corps of Engineers)
Duluth, Minnesota	-0,21 m/siècle	Farrand et Drexler, 1985 (données limnimétriques, U.S. Corps of Engineers)

La courbe de l'île Southampton indique une émersion initiale rapide et un relèvement toujours plus prononcé que dans les îles Ottawa; ce phénomène pourrait refléter l'influence d'un centre de relèvement associé à la déglaciation tardive des Glaces de Foxe. Dans l'île Southampton, les lignes de rivage postérieures à 5 ka sont aussi basses ou plus basses que les rivages contemporains sur la côte sud de la baie d'Hudson.

Les taux d'émersion actuels (tableau 3-4), calculés à l'aide des enregistrements marégraphiques et de données historiques à Churchill (39 cm/siècle; Barnett, 1970) et de données historiques à Fort Albany dans la région de la baie James (90-120 cm/siècle; Hunter, 1970), appuient l'existence des centres de surcharge glacio-isostatique dont témoignent les courbes d'émersion plus généralisées. Des données lacustres (Cowan, 1978; tableau 3-4) semblent indiquer que la limite du relèvement postglaciaire se trouve actuellement près de Sault Ste. Marie; les régions au sud de cette ville sont subsidentes.

GRANDS LACS NIPISSING

Entre 10,5 ka et 10 ka, la déglaciation de la vallée de la rivière Mattawa, qui était alors déprimée par isostasie, a permis aux Grands Lacs d'atteindre des niveaux très bas, formant ainsi les lacs Stanley et Hough dans les bassins du lac Huron et de la baie Georgienne (fig. 3-35c). La phase Houghton (bas niveaux) dans le bassin du lac Supérieur n'a débuté que vers 7 ou 8 ka (Farrand et Drexler, 1985), lorsque les eaux du Lac Minong ont pu creuser le seuil rocheux sur la rivière St. Marys. Au cours de ces bas niveaux lacustres, de grandes parties des bassins lacustres modernes étaient des zones marécageuses mal drainées.

Le relèvement de l'exutoire de North Bay (vallée de la rivière Mattawa) a entraîné la remontée des niveaux lacustres; éventuellement, les nappes d'eau dans les bassins des lacs Supérieur, Michigan et Huron et de la baie Geor-

gienne sont devenues confluentes et ont formé les Grands Lacs Nipissing (voir la carte 1703A, 7 ka). Des sédiments deltaïques et fluviatiles ont été déposés dans les eaux ascendantes du Nipissing sur les rives nord des lacs Supérieur et Huron; leur datation a fourni de nombreux âges compris entre 7,5 ka et 5 ka (Lewis, 1969, 1970; Prest, 1970; Cowan, 1978). Lorsque l'exutoire de North Bay a atteint le niveau des exutoires de Chicago et de Port Huron (phase des trois exutoires), le niveau lacustre s'est stabilisé à une altitude de 184 m. (phase I des Grands Lacs Nipissing) et une ligne de rivage très nette s'est formée sur la rive nord des lacs Huron et Supérieur. Ce rivage gauchi par le relèvement isostatique différentiel se trouve actuellement aux altitudes suivantes: 213 m à North Bay, 198 m à Sault Ste. Marie, et 200 à 204 m à Thunder Bay. Cette principale phase de formation de plages date d'environ 4,6 ka (Cowan, 1978). Le soulèvement ultérieur de l'exutoire de North Bay a entraîné la formation d'une phase à deux exutoires (Chicago et Port Huron), appelée phase II des Grands Lacs Nipissing, et a provoqué le retrait des eaux de Nipissing des rives septentrionales du lac Huron et du lac Supérieur.

Le creusement de l'exutoire de Port Huron a créé un autre niveau (Algoma), et un paléorivage peu développé s'est formé dans les bassins des lacs Supérieur, Michigan et Huron vers 3,2 ka (Saarnisto, 1974). Le soulèvement subséquent du seuil rocheux de la rivière St. Marys, à l'extrémité orientale du lac Supérieur, a isolé ce bassin lacustre vers 2,2 ka (Farrand 1962; Saarnisto, 1975), créant le niveau de Sault du lac Supérieur (190 m à Thunder Bay) et plus tard, un niveau inférieur (subSault); sur la rive nord du lac, ce dernier est à peu près au même niveau que lors de tempêtes dans le lac Supérieur actuel (Farrand, 1960).

Larsen (1985) interprète autrement l'origine des Grands Lacs Nipissing et Algoma. D'après lui, ces lacs ne sont pas issus du relèvement isostatique; ce sont plutôt des niveaux largement contrôlés par le climat qui auraient existé durant le creusement relativement constant des exutoires.

Les lacs Huron et Supérieur ont atteint leurs niveaux actuels avant 2 ka. Karrow (1989) présente une discussion plus détaillée de l'histoire des Grands Lacs.

HISTOIRE DE LA VÉGÉTATION

Dans la région étudiée, la recolonisation végétale suivant la disparition des glaciers, des lacs glaciaires et des eaux marines, couvre la période allant de 12 ka à aujourd'hui. McAndrews (1981) présente un aperçu des assemblages polliniques fossiles le long d'un transect du nord au sud de l'Ontario. Un autre rapport sur l'histoire de la végétation dans les basses terres de la baie d'Hudson est basé sur un profil pollinique de la crête Sutton (McAndrews et al., 1982). Le chapitre 7 de ce volume décrit le développement général de la forêt boréale au Canada (Ritchie, 1989), les changements de la végétation durant l'Holocène (Anderson et al., 1989) et les modalités de la colonisation végétale au Québec (Richard, 1989).

En général, une brève période de végétation de toundra a suivi de la déglaciation en Ontario. Elle a été suivie par une forêt d'épinettes, puis par des forêts caractérisées par la domination du pollen de pins, et enfin par la végétation zonale moderne. La période de la forêt de pins était plus susceptible aux effets latitudinaux que celle de la forêt d'épinettes. Dans le centre de l'Ontario, la transition épinette-pin a eu lieu entre 10,5 ka et 10,0 ka. Au nord de 46°30' N, le minimum de l'épinette et le maximum du pin blanc sont reliées à la période hypsithermale. À cette époque, vers 5 ka, les températures étaient de 1 ou 2 °C plus chaudes qu'aujourd'hui. Des macrofossiles de pin blanc datés à 5,0 ka, indiquent que durant l'Hypsithermal, cette espèce s'étendait presque 100 km au nord de sa limite actuelle. La végétation de la crête Sutton est passée d'une toundra côtière éparse à une toundra arbustive, puis à la pessière moderne, entre le moment de l'émersion et 6,5 ka, à mesure que les effets maritimes de la Mer de Tyrrell diminuaient (McAndrews et al., 1982). Des macrofossiles végétaux attestent la présence de Najas flexilis entre 6,5 ka et 3,0 ka, ce qui indique que la limite hypsithermale de cette espèce se situait 300 km au nord de la limite moderne connue. Le refroidissement post-hypsithermal a entraîné la contraction de l'aire de distribution d'espèces comme le pin blanc jusqu'à leur aire de distribution actuelle vers 2,5 à 3,0 ka.

Dans une grande partie de la région, le développement postglaciaire du muskeg a été un important facteur économique et bioclimatique. Dans le nord de l'Ontario, l'expansion de muskeg n'a pas eu lieu avant le refroidissement climatique post-hypsithermal, alors que le climat devenait plus humide et plus froid, donc plus favorable au développement du muskeg (Terasmae, 1977). L'âge maximal de la tourbe basale dans les basses terres de la baie d'Hudson au Manitoba est de 6 490 ± 70 BP (GSC-1738) au lac Recluse, et l'âge maximal de troncs d'épinette est de 5 960 ± 100 BP (BGS-980).

LE QUATERNAIRE DU SUD-EST DU BOUCLIER CANADIEN

J-S. Vincent

Vincent, J-S.
1989: Le Quaternaire du sud-est du Bouclier canadien. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 3, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

INTRODUCTION

Le sud-est du Bouclier canadien se situe à l'ouest de la mer du Labrador, au nord du golfe du Saint-Laurent, de la Moraine de Saint-Narcisse et de la rivière des Outaouais, à l'est de la Moraine interlobaire d'Harricana et de la baie d'Hudson, et au sud du détroit d'Hudson (fig. 3-1). Les dépôts quaternaires de cette région témoignent, à quelques

exceptions près, d'événements survenus durant et depuis la glaciation wisconsinienne. La région sud-est du Bouclier canadien est particulièrement intéressante puisqu'en principe, c'est de cette région que les glaces en provenance du Secteur du Labrador de l'Inlandsis laurentidien se sont initialement accumulées. Après avoir fusionné avec les autres masses glaciaires, elles ont gagné la région des Plaines intérieures canadiennes et le nord des États-Unis. C'est aussi au centre de la partie sud-est du Bouclier canadien que l'un des derniers vestiges des glaces continentales a disparu, il y a environ 6,5 ka.

Les cartes des formations en surface, détaillées ou de reconnaissance, ne sont complétées que pour environ 10% de la région (fig. 3-38). Le tableau 3-5 contient une liste des principales références concernant les régions cartographiées et les rapports régionaux ou thématiques. Plusieurs études detaillées portent spécifiquement sur des thèmes particuliers comme les limites glaciaires et les zones d'altération du Labrador (Ives, 1978; Clark, 1984a), les mouvements glaciaires à diverses époques (Veillette, 1986a), le Système morainique de la Côte-Nord (Dubois et Dionne, 1985), les moraines de Sakami et d'Harricana et les crues de Cochrane (Hardy, 1977, 1982b), les lacs glaciaires Barlow et Ojibway (Vincent et Hardy, 1977, 1979, Veillette, 1988), et les mers postglaciaires (Hillaire-Marcel, 1979). Finalement Prest (1970), Prest et al. (1968), Hillaire-Marcel et Occhietti (1980), Mayewski et al. (1981), Peltier et Andrews (1983), et Parent et al. (1985) présentent une synthèse du Quaternaire de la région.

Relief et hydrographie

L'aspect physiographique actuel du sud-est du Bouclier canadien est le résultat d'une longue série d'événements.

Tableau 3-5. Références traitant de l'histoire du Wisconsinien supérieur dans diverses régions du Bouclier canadien au Québec et au Labrador.

Cartes des formations en surface[1]	Rapports régionaux	Rapports thématiques
Nord du Labrador et nord-est du Nouveau-Québec		
(58) Barré (1984)*[2]	Clark (1984a), Evans (1984)	Andrews (1963a), Barnett (1967), Barnett et Peterson (1964), Evans and Rogerson (1986), Ives (1957, 1958a, 1960a, b, 1976), Johnson (1969), Løken (1962a, b, 1964), Matthew (1961), McCoy (1983), Peterson (1965), Short (1981), Smith (1969), Tomlinson (1963)
Centre et sud du Labrador		
(15) [3]Fulton et Hodgson (1980), (8, 11-13, 16-20)[3] Fulton et al. (1979, 1980a,b,c,d, 1981a,b,c.), (9-10, 14) [3]Fulton et al. (1980e,f, 1981d), (21) [3]Fulton et al (1981e),(22) Grant (1986)	Fulton et Hodgson (1979)	Blake (1956), Fitzhugh (1973), Grant (1969, 1971), Gray (1969), Hodgson et Fulton (1972), Klassen (1983a, 1984),Morrison (1963), Rogerson (1977)
Côte-Nord		
(24) Dredge (1983b), (25) Dubois and Desmarais (1983), (60) Dubois et al. (1984)	Dredge (1983b), Dubois (1980), Tremblay (1975)	Boutray and Hillaire-Marcel (1977), Dionne (1977), Dredge (1976a, b), Dubois (1976, 1977, 1979), Dubois et Dionne (1985), Dubois et al. (1984)
Lac Saint-Jean		
(29) Dionne (inedit), (30-36), LaSalle and Tremblay (1978)	LaSalle et Tremblay (1978)	Dionne (1968, 1973), Dionne et Laverdiere (1969), LaSalle et al. (1977a, b), Laverdiere et Mailloux (1956), G. Tremblay (1971, 1973)
Laurentides		
(52) Chagnon (1969), (49) Denis (1976), (56) Gadd (unpublished), (54) Gadd and Veillette*[4], (42) Fulton (unpublished), (46) Lamothe (1977), (51) LaSalle (1978), (55) LaSalle et Gadd*[4], (50) Occhietti (1980), (48) Page (1977), (44-45) S.H. Richard (in press, 1984), (43), S.H. Richard et al. (1977), (47) Tremblay (1977)	Denis (1976), Occhietti (1980), Tremblay (1977)	Dadswell (1974), Denis (1974, 1976), Hardy (1970), Lamothe (1977), LaSalle et al. (1977a, b), Laverdiere et Courtemanche (1960), 1980b), Romanelli, Page (1977), Parry (1963), Richard (1978,(1975)
Bassin amont de l'Outaouais		
(37-41) Veillette (1986b,c, 1987a,b,c), (53) Veillette and Daigneault (1987)		Antevs (1925), Veillette (1982, 1983a,b, 1986a, 1988), Vincent (1975), Vincent et Hardy (1977, 1979)
Enclave argileuse du Québec et région au sud-est de la baie James		
(24) Baker and Storrison (1979), (61) Bisson (1987), (23) Bouchard et al. (1974), (26) Chauvin (1977), (59) Hardy (1976)*,(2) Lee et al. (1960), (28a,b), G. Tremblay (1972, 1974), (3-5) Vincent (1985a,b,c.)	Bisson (1987), Bouchard (1980, 1986), Chauvin (1977), Hardy (1976), Martineau (1984a), G. Tremblay (1974), Vincent (1977)	Allard (1974), Antevs (1925), Bouchard et Martineau (1984, 1985), Bouchard et al. (1984), DiLabio (1981), Dionne (1974), Hardy (1977, 1982a,b), Hillaire-Marcel et al. (1981), Hillaire-Marcel et Vincent (1980), Ignatius (1958), Lee (1959b, 1960, 1962, 1968), Martineau (1984b), Mawdsley (1936), Norman (1938, 1939), Prichonnet et al (1984), Shaw (1944), Vincent et Hardy (1977, 1979), Wilson (1938)
Région à l'est de la baie d'Hudson		
	Allard et Seguin (1985), Hillaire-Marcel (1976)	Allard and G. Tremblay (1983), Andrews et Falconer (1969), Archer (1968), Fairbridge et Hillaire-Marcel (1977), Hillaire-Marcel (1979, 1980), Hillaire-Marcel et Boutray (1975), Hillaire-Marcel et Fairbridge (1978), Hillaire-Marcel et Vincent (1980), Plumet (1974), Portman (1972),Walcott et Craig (1975)
Péninsule d'Ungava		
(1) Lauriol (1982)*	Lauriol (1982), Gray et Lauriol (1985)	Blake (1966), Bouchard et Marcotte (1986), Drummond (1965), Gangloff et al. (1976), Gray et al. (1980), Lauriol et Gray (1983), Lauriol et Gray (1987),Lauriol et al. (1979), Løken (1978), Matthews (1966, 1967), Taylor (1982)
Centre du Nouveau-Quebec et ouest du Labrador		
(57) Guimont and Laverdière (1982)*, (7) Henderson (1959)*, (6) Hughes (1964)*	Henderson (1959), Hughes (1964)	Barr (1969), Derbyshire (1962b), Ives (1959, 1960a,c), Kirby (1961a,b), Richard et al. (1982)

[1] Le numero entre parenthèses, devant le nom de l'auteur, designe le numéro apparaissant à la figure 3-38.
[2] Une référence accompagnée d'un astérisque indique que la carte décrit de grandes formes de relief, et non les dépôts meubles.
[3] Il existe aussi dans l'ouvrage de Fulton (1986a, b) des cartes de synthèse à l'échelle de 1:500 000.
[4] Cartes manuscrites préparées pour le "Quaternary Geologic Atlas of the United States" du United States Geological Survey (échelle de 1:1 000 000).

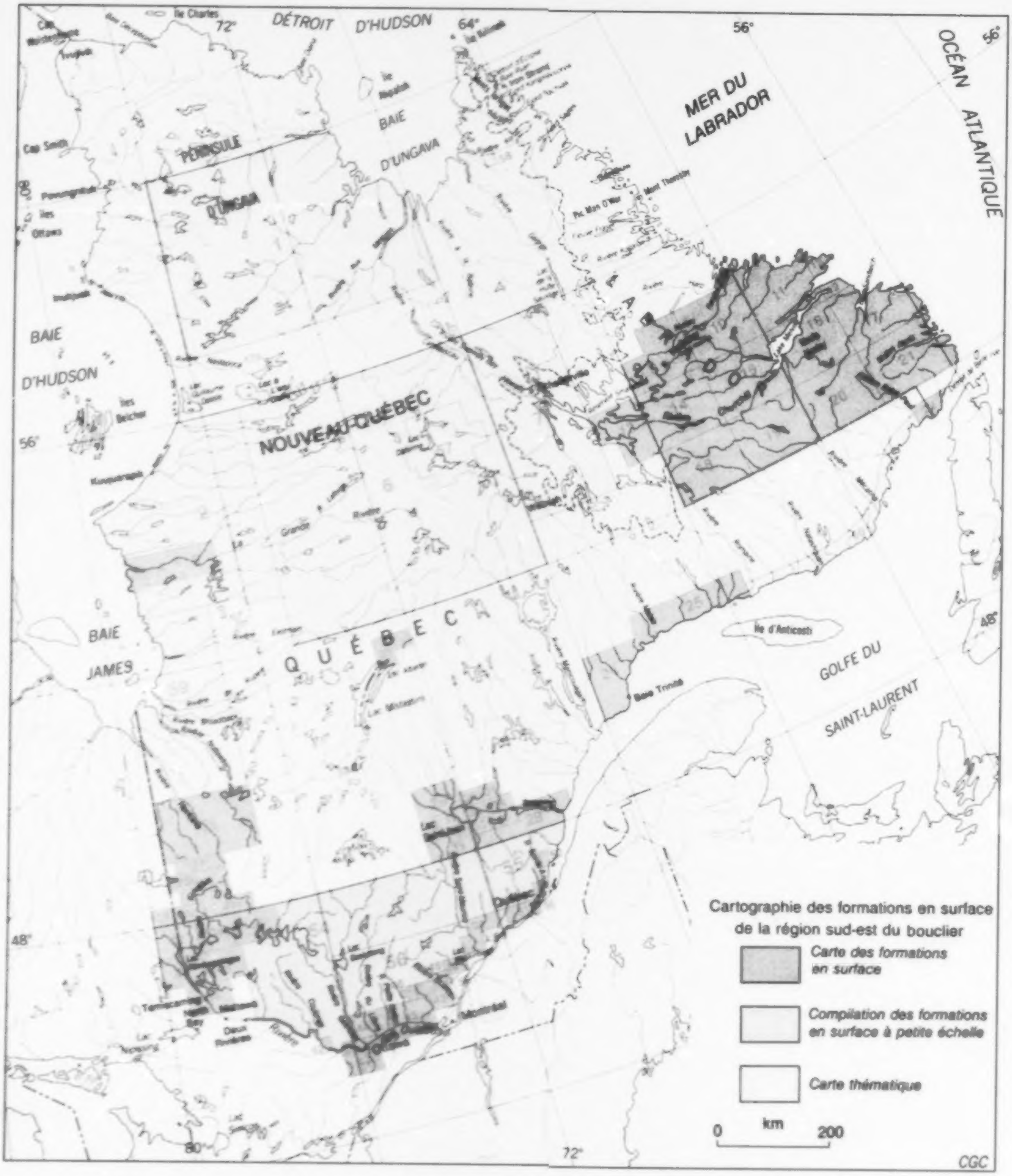


Figure 3.38. Carte de localisation pour le sud-est du Bouclier canadien, montrant aussi les régions couvertes par des cartes de formations en surface (énumérées au tableau 3.5) et par les cartes constituant la source des données utilisées à la figure 3.39.

Figure 3.39. Principales constructions glaciaires du sud-est du Bouclier canadien, compilées à partir de toutes les sources d'information disponibles.

Figure 3.40. Surface de till blocailleux dans le sud-ouest du Labrador. Gracieuseté de R.J. Fulton. 161608.

Durant le Précambrien, il s'est formé au moins une surface d'érosion. Cette surface a ensuite été submergée par les mers du Paléozoïque dans lesquelles se sont déposées d'épaisses séquences sédimentaires. Durant le Mésozoïque et le Cénozoïque, cette couverture sédimentaire a été largement érodée par les eaux courantes, et durant le Quaternaire, les glaciers ont modifié l'ancienne surface d'érosion.

Bostock (1970b) a décrit la région comme étant un vaste plateau onduleux parsemé de lacs. L'altitude du plateau augmente graduellement vers le centre, à partir des basses terres périphériques du bassin du fleuve Saint-Laurent et du littoral de la baie d'Hudson, du détroit d'Hudson et de la mer du Labrador (fig. 3-2). Le relief local est généralement faible, dépassant rarement 100 m, et il comporte des collines isolées émergeant de la surface monotone du plateau. Les terrains exceptionnellement élevés, dépassant 1 000 m d'altitude, se limitent aux régions sommitales des Laurentides et des monts Mealey et Torngat. La présence d'escarpements de faille recoupés çà et là par des vallées profondément encaissées dans la partie sud du secteur sud-est du Bouclier, donne un aspect montagneux aux Laurentides. On rencontre les paysages les plus spectaculaires sur le versant atlantique des monts Torngat. À cet endroit, l'ancienne surface d'érosion, qui est inclinée vers l'ouest, se termine abruptement en une succession de falaises qui atteignent parfois plus de 1 000 m et sont découpées par des vallées et des fjords.

De nombreux détails de la physiographie moderne du Bouclier canadien résultent de la présence ou de l'absence de dépôts quaternaires (carte des formations en surface au Canada, Commission géologique du Canada, en préparation). De grandes zones des Laurentides et de la péninsule d'Ungava ont une couverture sporadique de matériaux quaternaires (fig. 3-4), tandis que la partie centrale du sud-est du Bouclier porte une épaisse nappe de till modelée en drumlins et moraines côtelées. À proximité des régions côtières on trouve des sédiments marins ou glaciolacustres subhorizontaux.

L'hydrographie de la partie sud-est du Bouclier est de toute évidence liée à la pente du terrain, et par conséquent rayonne essentiellement à partir des hauteurs de la partie centre sud du Bouclier. Les cours d'eau caractérisés par le débit annuel moyen le plus élevé sont les suivants: le fleuve Saguenay, la rivière des Outaouais et les rivières Nottaway, La Grande, Caniapiscau et Churchill. Le tracé des cours d'eau est généralement contrôlé par les éléments structuraux du Bouclier précambrien, mais parfois localement par les dépôts glaciaires.

NATURE ET DISTRIBUTION DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

La figure 3-39 indique la distribution des principales formes glaciaires du sud-est du Bouclier canadien. La carte des formations en surface au Canada (Commission géologique du Canada, en préparation) montre la distribution générale des dépôts d'âge quaternaire. On peut trouver dans l'ouvrage de Prest (1968, 1983a) la définition et les descriptions des formes glaciaires mentionnées dans cet article.

Dépôts glaciaires

Tills et formes morainiques

La texture, la structure, la composition et la morphologie des tills de la partie sud-est du Bouclier sont variables. Les tills de cette région, généralement dérivés de roches métamorphiques et de roches ignées, sont sableux, caillouteux (fig. 3-40) et non calcaires. Le till peut dépasser localement 10 m d'épaisseur, mais il est généralement mince, avec une épaisseur moyenne de moins de 2 m. Le till de Cochrane, au sud-est de la baie James, est de granulométrie plus fine, fortement calcaire, et presque exempt de cailloux. Il a été formé par un glacier progressant sur des sédiments glaciolacustres. Un till plus fin, caractérisé par une teneur significative en carbonates (>5%), est localement dérivé de roches dolomitiques d'âge protérozoïque dans la région du lac Mistassini (DiLabio, 1981) et dans le nord-ouest de la péninsule d'Ungava (Delisle et al., 1984). La figure 3-41 montre la texture de la matrice de tills provenant de divers endroits de la région. Dans la zone oxydée, qui atteint parfois 3 m d'épaisseur, les tills sont de couleur brune à brun jaunâtre, mais ils sont grisâtres dans la zone non oxydée. Dans la région de la fosse du Labrador (fig. 3-3), certains tills ont une coloration rougeâtre, parce qu'ils contiennent de l'hématite. Excepté dans les basses terres situées au sud-est de la baie James et dans les monts Torngat, un seul till a été identifié.

Dans la région centrale du Nouveau-Québec, on observe une série graduelle de zones constituées d'ensembles morpho-sédimentologiques créés par la sédimentation glaciaire. Le long d'un transect partant de la baie d'Hudson et allant jusqu'à la ligne de partage glaciaire, les champs de drumlins font place à des champs de moraines côtelées, qui à leur tour passent à des moraines bosselées. Comme l'ont récemment décrit Bouchard et al. (1984) dans la région du lac Mistassini (fig. 3-42), les tills formant des moraines de fond ou des moraines fuselées sont massifs, n'apparaissent que dans les secteurs d'interfluves, et ont été mis en place par les glaces presque à la température de fusion sous pression. Les tills formant les moraines côte-

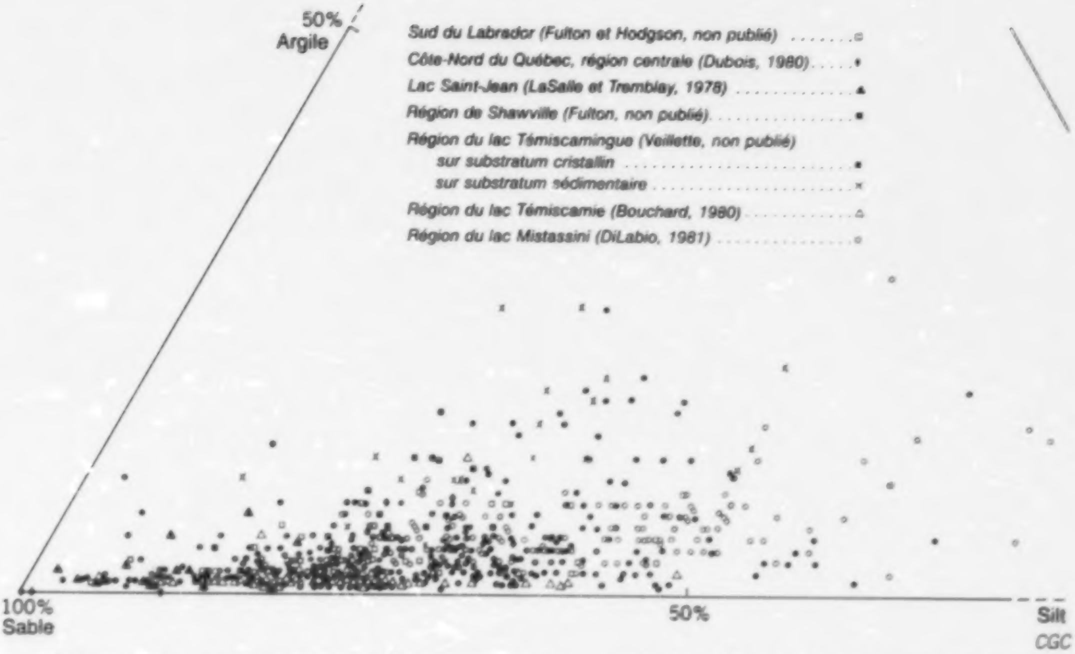


Figure 3.41. Diagramme triangulaire montrant la composition granulométrique de la matrice des tills dans le sud-est du Bouclier canadien.

lées sont généralement stratifiés et sont surtout présents dans les zones basses du paysage, et l'on estime qu'ils ont été formés par des cisaillements dans la glace basale. Finalement, les tills présents dans les régions de moraines bosselées sont massifs, généralement interstratifiés avec des sables et graviers, et se sont sans doute formés sur la marge de glaciers à base froide. Certaines moraines bosselées montrent des linéations glaciaires très nettes, ce qui suggère que leur genèse est davantage liée au cisaillement et à l'écoulement glaciaire qu'à l'ablation marginale des glaciers à base froide. Les clastes contenus dans les tills fuselés ou les moraines côtelées sont surtout d'origine locale, tandis que les clastes présents dans les moraines bosselées proviennent de sources plus lointaines. Il reste à démontrer si les associations morpho-sédimentologiques existant dans la région du lac Mistassini sont représentatives de tous les secteurs.

De grandes étendues de terrain sont recouvertes de till de fond modelé en drumlins (fig. 3-43) ou tapissant le côté abrité de collines rocheuses (crag-and-tail). Dans la région du lac Mistassini, les drumlins ont de 100 à 3 000 m de longueur, de 30 à 600 m de largeur et de 10 à 25 m de hauteur, (Bouchard, 1980). Dans la région de La Grande Rivière, les drumlins ont de 200 à 2 000 m de longueur, de 100 à 400 m de largeur et de 3 à 25 m de hauteur (Vincent, 1977). Il existe un grand nombre de linéaments glaciaires bien developpés dans toute la région, sauf dans les terrains accidentés du sud des Laurentides, dans les monts Torngat, et dans la région du retrait final des glaces (fig. 3-39). Lauriol (1982) et Gray et Lauriol (1985) ont montré que dans l'Ungava, le secteur de la ligne de partage glaciaire n'est pas caractérisé par des moraines bosselées, mais par une nappe de till non modelé bordé distalement d'abord par un till mince et discontinu, puis par un till fuselé. La portion nord de la nappe de till non modelé se compose de versants arrondis, formés par solifluxion, qui contrastent avec les surfaces morainiques fraîches présentes ailleurs. Il s'agit peut-être d'une surface de till résiduel qui n'a été que légèrement modifiée lors de la dernière avancée glaciaire.

Il existe des moraines côtelées (fig. 3-44) et des moraines bosselées (fig. 3-45) surtout là où ont persisté le plus longtemps les Glaces du Labrador (Hughes, 1964; Prest et

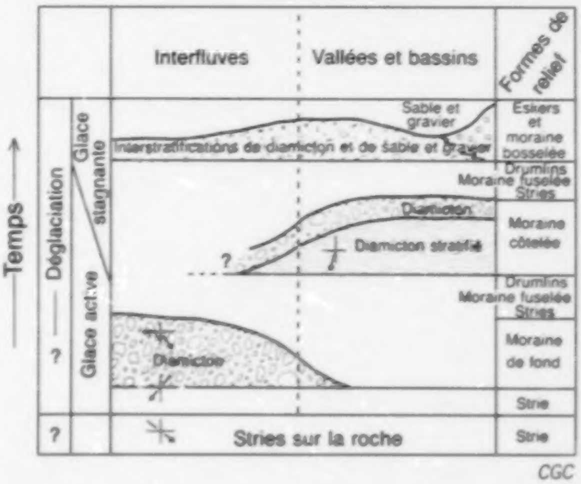


Figure 3.42. Relations entre la topographie, les formes glaciaires et les lithofaciès du till dans la région du lac Albanel (d'après Bouchard et al., 1984).

al., 1968). Les moraines côtelées ont été décrites plus ou moins en détail par Hughes (1964), Cowan (1968) et Bouchard (1980). Les côtes ont jusqu'à 1600 m de longueur, 200 m de largeur et 27 m de hauteur; généralement, les crêtes de ces côtes sont espacées de 90 à 300 m. Dans de nombreux secteurs, des zones radiales de moraines côtelées alternent avec des zones de drumlins, comme dans le district de Keewatin et au Manitoba (Shilts et al., 1987; ce chapitre, Dyke et Dredge, 1989). Ceci témoigne de la complexité des régimes d'écoulement glaciaire, même sur de petites étendues. Les grandes étendues de moraines bosselées, composées de monticules irréguliers de till de fusion, et de «formes glacio-pressées» telles que des plateaux morainiques, sont surtout communes à l'emplacement des dernières positions de retrait des Glaces du Labrador (fig. 3-45). Il existe aussi dans le sud-est du Labrador une zone de moraines bosselées s'allongeant sur 100 km (Fulton et al., 1981c,e). Aucune étude détaillée n'a été complétée à leur sujet dans le sud-est du Bouclier canadien.

Les moraines de De Geer (fig. 3.46) se limitent aux régions de bas relief où la marge de l'inlandsis en recul était en contact avec des eaux lacustres ou marines. Elles sont remarquablement bien développées et abondantes dans la partie nord-est du bassin du Lac glaciaire Ojibway et dans le bassin de la Mer de Tyrrell. Ces moraines se composent largement de till, et atteignent leur taille et leur alignement optimaux là où l'inlandsis a reculé dans une zone d'eau profonde. Lorsque les moraines se sont formées en eau peu profonde, elles sont plus petites et leur alignement est parfois erratique. Dans la région de La Grande Rivière, les moraines de De Geer ont de 1 à 10 m de hauteur, de 5 à 150 m de largeur et de 50 à 1500 m de longueur. L'espacement entre les crêtes morainiques varie entre 50 et 400 m, mais le plus souvent entre 100 et 200 m, intervalle qui indique sans doute le taux annuel de retrait (Vincent, 1977). À l'est de la baie d'Hudson, Lauriol et Gray (1987) ont aussi mesuré un espacement moyen de 100 à 200 m entre les crêtes morainiques.

Figure 3.43. Champ de drumlins au nord-est de la région du lac Mistassini. Gracieuseté de J-C. Dionne.

Figure 3.45. Moraine bosselée dans la région située au nord-est du lac Mistassini. Gracieuseté de C. Laverdière.

Figure 3.44. Champ de moraines côtelées au nord-est du lac Mistassini. Gracieuseté de C. Laverdière.

Figure 3.46. Série de moraines de De Geer dans la région au nord de La Grande Rivière et à l'est de la Moraine de Sakami. 204061-M.

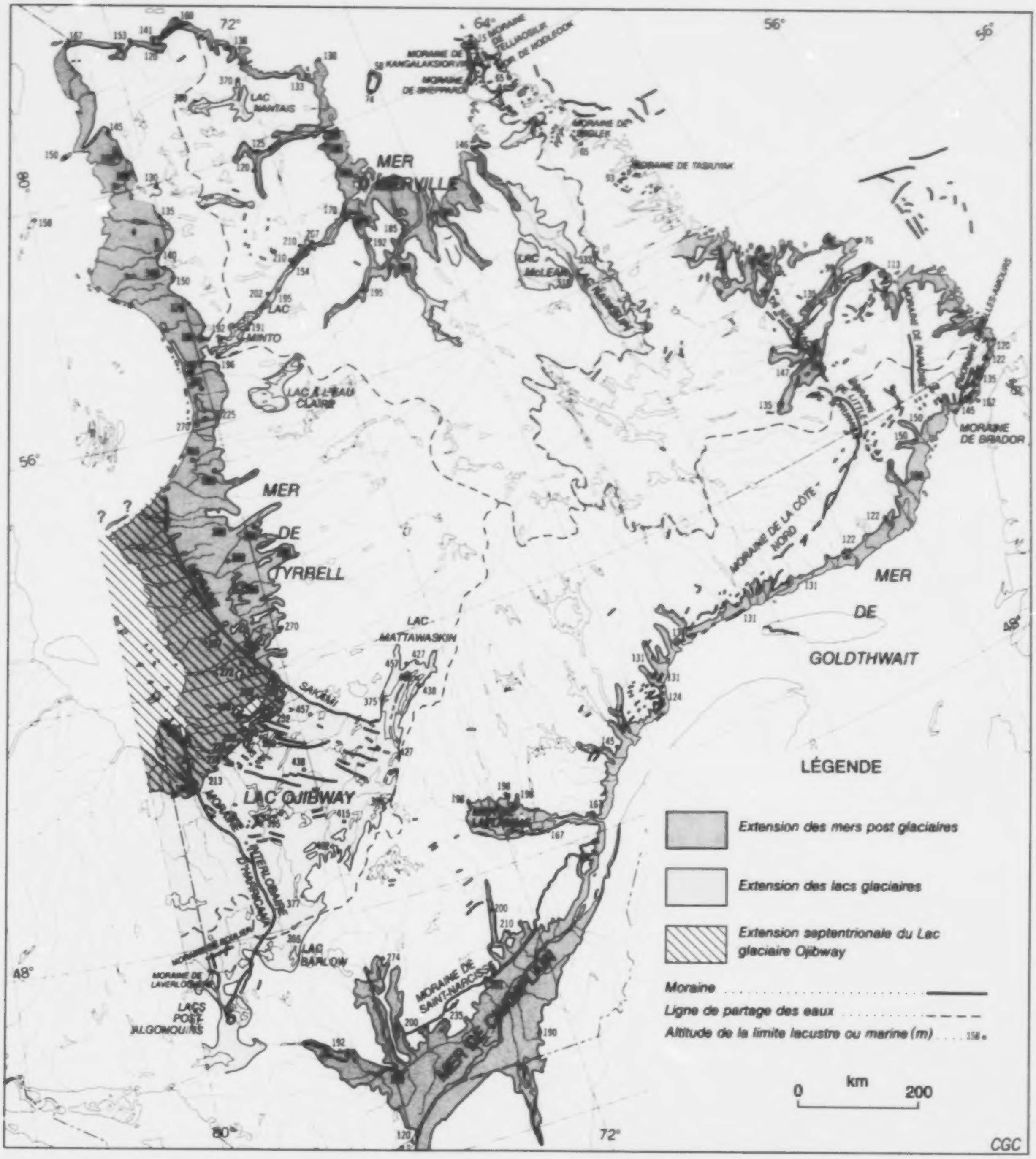


Figure 3.47. Principales moraines frontales et interlobaires du sud-est du Bouclier canadien, et régions inondées par les lacs glaciaires et les eaux marines durant la dernière déglaciation.

Dépôts fluvioglaciaires

Les dépôts fluvioglaciaires sont très fréquents dans le sud-est du Bouclier canadien. Ils se présentent sous forme de grandes moraines frontales et interlobaires (fig. 3-30, 3-47, 3-48), d'eskers (fig. 3-39), de kames, et d'épandages fluvioglaciaires subaquatiques et subaériens. Les dépôts fluvioglaciaires se composent principalement de sables et graviers stratifiés.

Les moraines frontales de Saint-Narcisse (voir Occhietti, 1989), de la Côte-Nord et de Sakami marquent les principales haltes durant le retrait glaciaire (fig. 3-39, 3-47). Le Système morainique de la Côte-Nord s'étend sur 800 km (lacunes incluses) entre la rivière Manicouagan au Québec et le sud du lac Melville au Labrador (Dubois et Dionne, 1985). Il se compose de crêtes discontinues formées de till et de dépôts juxtaglaciaires, atteignant 4 km de largeur et 50 d'épaisseur (fig. 3-48), accompagnées de deltas kames et d'épandages proglaciaires sur leur versant distal. La Moraine de Sakami s'étend sur une distance de 630 km entre Kuujjuarapik (Great Whale, Poste-de-la-Baleine) sur le littoral sud-est de la baie d'Hudson, et le lac Mistassini (Hillaire-Marcel et al., 1981, Hardy, 1982a). Des crêtes asymétriques de dépôts juxtaglaciaires et proglaciaires, qui parfois atteignent 6 km de largeur et 40 m d'épaisseur, constituent la moraine. La Moraine interlobaire d'Harricana (Hardy, 1977, 1982b; Veillette, 1986a) marque la zone finale de convergence des Glaces du Labrador et des Glaces d'Hudson. On peut la suivre sur 1 000 km entre les îles situées dans l'est de la baie James et le lac Simcoe en Ontario (Veillette, 1986a). La moraine interlobaire se compose d'une série complexe de crêtes qui parfois atteignent 10 km de largeur et 100m de hauteur et qui sont formées de dépôts fluvioglaciaires abondamment parsemés de kettles allongés.

Partout dans la région, excepté dans les monts Torngat plus accidentés et dans les parties est et centrale des Laurentides, les eskers sont très communs. Ils forment un réseau radial centré sur la zone centrale de partage glaciaire. Un trait caractéristique des eskers est qu'ils traversent la trame du terrain, montant et descendant les collines et crêtes. Là où la glace se retirait au contact de plans d'eau, les eskers se composent d'épandages fluvioglaciaires subaquatiques, et peuvent être enfouis sous d'épaisses séquences de sédiments fins.

Les épandages fluvioglaciaires subaériens sont moins fréquents, les glaces s'étant retirées dans une grande partie de la région, soit au contact des lacs glaciaires, soit au contact de la mer. Il existe des terrasses fluvioglaciaires ou des complexes deltaïques dans quelques grandes vallées, comme les vallées fluviales se drainant vers le sud à partir des hautes terres des Laurentides. Les chenaux fluvioglaciaires sont particulièrement nombreux près du centre final de retrait glaciaire (fig. 3-49); Ives (1959) les a utilisés pour définir les sites de désintégration finale de l'inlandsis.

Dépôts marins et glaciolacustres

De vastes territoires ont été inondés par des lacs glaciaires et par la mer durant la déglaciation (fig. 3-47). Le Lac glaciaire Ojibway et la Mer de Tyrrell ont été de loin les nappes d'eau les plus vastes.

Des silts et argiles fossilifères généralement massifs se sont déposés en milieu marin distal, tandis que des silts et argiles varvés se sont déposés dans des lacs glaciaires. Il existe localement des faciès glaciomarins (sédiments délestés par la glace de glacier) mais dans la plupart des endroits, ce sont plutôt des rythmites glaciomarines qui ont été déposées à la base de la suite sédimentaire marine, surtout en milieu proximal ou dans les estuaires. Sur les lignes de rivage des bassins, se sont également accumulés des faciès littoraux formant des plages, des flèches littorales, et d'autres structures du même type. À mesure que les mers ou les lacs se retiraient ou s'asséchaient, sont apparus des faciès littoraux là où les vagues et les courants pouvaient remanier les dépôts glaciaires, en particulier les dépôts juxtaglaciaires. On rencontre par conséquent d'épaisses séquences de sables littoraux, recouvrant les faciès marins distaux, près des moraines et eskers. Les successions de plages soulevées (fig. 3-50) peuvent être spectaculaires, en particulier dans le bassin de la Mer de Tyrrell et à plusieurs endroits le long des côtes du Labrador. Des sédiments estuariens et deltaïques se sont déposés à l'embouchure des fleuves et rivières. Étant donné que les cours d'eau débouchaient dans la mer à des niveaux progressivement plus bas, à mesure que s'effectuait le relèvement isostatique, les dépôts estuariens et deltaïques plus récents et plus grossiers recouvrent en partie les dépôts fins plus anciens. La plupart des sédiments deltaïques les plus anciens et les plus élevés, qui généralement recouvrent des matériaux fins déposés en milieu distal, ont plus tard été entaillés par les cours d'eau; il se présentent donc sous forme de terrasses résiduelles recouvrant des sédiments à grain fin.

Dépôts éoliens, fluviatiles et organiques

On rencontre des dépôts éoliens dans de petits secteurs où le vent a remanié des sables et silts d'origine fluvioglaciaire, marine ou deltaïque. De vastes champs de dunes surmontent des terrasses fluvioglaciaires et des deltas dans la région du lac Saint-Jean, dans la région de la Côte-Nord, et dans la vallée inférieure de la rivière Churchill (David, 1977); sur des matériaux glaciolacustres remaniés, proches de la Moraine interlobaire d'Harricana (fig. 3-51); et ailleurs localement, sur des sédiments fluvioglaciaires et deltaïques. On rencontre les plus grands champs de dunes au sud de la rivière Harp dans la partie centre est du Labrador.

Les cours d'eau actuels remanient les sédiments plus anciens, principalement glaciaires et marins, et déposent leurs matériaux sur les plaines inondables et dans des deltas lacustres et marins. La plupart des bassins hydrographiques contiennent un grand nombre de lacs qui piègent les sédiments entraînés par les cours d'eau. De ce fait, on rencontre seulement dans la partie aval de certains des grands cours d'eau des plaines inondables d'assez grandes dimensions.

Des dépôts organiques se sont accumulés sur les terrains humides des plaines glaciolacustres et marines et des plaines de till presque sans relief, et dans les dépressions de la surface du socle. Il existe une vaste couverture tourbeuse dans la région adjacente à la baie James, et selon le Groupe de travail national sur les terres humides (1981), les terres humides dans lesquelles s'accumulent des sédiments organiques couvrent plus de 50% de la surface dans une région qui s'étend approximativement sur 250 km vers l'intérieur des terres. Ce même groupe signale aussi une zone de terres humides d'environ 500 km de largeur allant

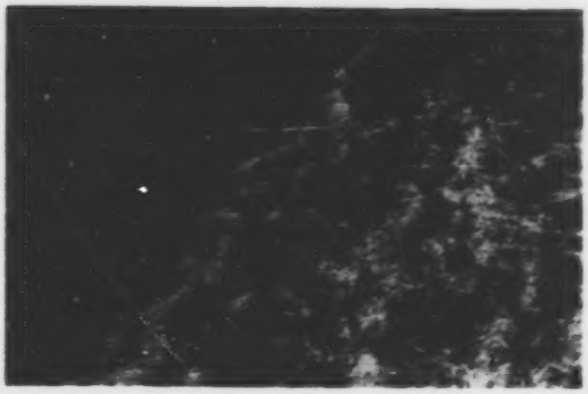


Figure 3.48. Moraine de la Côte-Nord, dans la région de la rivière Natashquan. Gracieuseté de J-C. Dionne.

Figure 3.49. Chenaux fluvioglaciaires à 70 km au nord de Schefferville, près de la zone centrale de retrait des Glaces du Labrador. Gracieuseté de J.D. Ives.

Figure 3.50. Succession de plages soulevées de la Mer de Tyrrell dans la région de lac Guillaume-Delisle. Gracieuseté de C. Hillaire-Marcel.

de la baie James à la côte du Labrador. Étant donné que le climat varie du nord au sud, le type de terres humides où s'accumulent des sédiments organiques varie également du nord au sud. Sur la frange méridionale du Bouclier canadien, les terres humides sont principalement des tourbières oligotrophes bombées et des tourbières minérotrophes étagées. Plus au nord, et dans une grande partie du centre de la région, les dépôts organiques se déposent dans des tourbières bombées, des tourbières plates, des tourbières en forme de bassin et des tourbières en lanières, et dans des tourbières minérotrophes cordées. Dans la partie nord de la région, les plateaux de tourbe et les tourbières minérotrophes structurées font place à des terres humides caractérisées par des polygones à centres déprimés ou bombés, contenant des coins de glace et reposant sur le pergélisol. Les palses sont fréquentes dans les tourbières oligotrophes côtières, les tourbières septentrionales et dans les dépressions thermokarstiques, et sont localement nombreuses dans les dépôts organiques riches en glace.

HISTOIRE DU QUATERNAIRE

Les sédiments de la partie sud-est du Bouclier canadien témoignent principalement des épisodes de déglaciation survenus au Quaternaire supérieur. Des sédiments plus anciens ont été trouvés sur les berges des cours d'eau au sud-est de la baie James et dans la région de Schefferville. On a également signalé des tills anciens en surface dans les monts Torngat et sur les sommets côtiers plus au sud, dans les monts Mealy, et peut-être dans le sud-est du Labrador et le nord de l'Abitibi. La chronologie des épisodes de déglaciation est principalement fondée sur la datation au ^{14}C de coquilles marines et de sédiments lacustres de base (tableau 3-6). Des noms ont été attribués aux principales moraines, aux lacs glaciaires, aux mers postglaciaires et à certaines zones morphostratigraphiques (zones d'altération), mais peu d'unités lithostratigraphiques ont été soigneusement définies et formellement nommées.

Dans cette section, on examine tout d'abord les quelques informations disponibles relativement aux épisodes précédant le Wisconsinien supérieur. Ensuite les épisodes de déglaciation et leur chronologie sont présentés selon

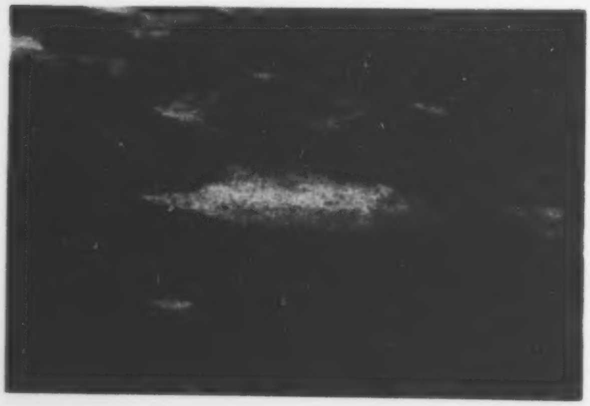


Figure 3.51. Dunes paraboliques délimitant des zones de tourbières oligotrophes sur le flanc est de la Moraine interlobaire d'Harricana, dans la région située à l'est du lac Témiscamingue. Gracieuseté de J.J. Veillette. 203506-C.

une série de sous-régions, et des corrélations sont suggérées (fig. 3-52).

Épisodes antérieurs au Wisconsinien supérieur

Région au sud-est de la baie James

On a signalé en huit sites (Hardy, 1982b; Bouchard et al., 1986; fig. 3-31; tableau 3-1) la présence de sédiments témoignant d'épisodes antérieurs au Wisconsinien supérieur. De minces lamines de tourbe sous le till et interstratifiées avec des rythmites argilo-silteuses compactes, sur une épaisseur de 10 m en bordure de la rivière Harricana, ont été datées à >42 000 ans (Y-1165, Stuiver et al., 1963; Prest, 1970). Dans quatre coupes sur les berges du cours inférieur de la rivière Nottaway, des silts compacts contenant des coquilles, des silts argileux contenant du bois, et des rythmites et sables silteux contenant de la matière organique sont recouverts par le till de surface. Près de l'embouchure de la rivière Rupert, dans une carotte de forage, le till surmonte des silts sableux et des silts compacts contenant de la matière organique. Tous ces sédiments appartiennent à des faciès marins ou lacustres semblables à ceux de la Formation (interglaciaire) de Missinaibi, située dans les basses terres de la baie d'Hudson en Ontario (Skinner, 1973; ce chapitre, Dredge et Cowan, 1989). Des sédiments compacts, semblables à ceux décrits plus haut, apparaissent sous les dépôts glaciaires dans une gravière située à 115 km au sud-est de l'embouchure de la rivière Nottaway (50°39'N, 77°34,5'W; Hillaire-Marcel et Vincent, inédit). La localisation et l'altitude (275 m) de ce site suggèrent que l'un ou l'autre plans d'eau documentés par les sédiments de la Formation de Missinaibi a pu se prolonger loin à l'intérieur des terres au Québec. Finalement, au site de la mine Selbaie dans le nord de l'Abitibi, Bouchard et al. (1986) ont signalé la présence de sable, de gravier et de till sous des tills qui sans aucun doute, sont d'âge wisconsinien supérieur.

Région de Schefferville-Wabush

Des études récentes réalisées par Klassen et Thompson (1987) et Klassen et al. (1988) ont indiqué qu'il existe dans la région de Wabush plusieurs tills lithologiquement distincts. Dans une coupe, on a pu identifier des sédiments fluvioglaciaires et des sédiments lacustres contenant de la matière organique. On ne connaît pas encore l'importance de ces découvertes, mais il est bien possible que ces dépôts témoignent d'épisodes pré-sangamoniens, puisque l'on a pu identifier dans des sédiments lacustres enfouis sous trois tills nettement différents, des fruits de l'espèce éteinte Aracites.

Durant un forage effectué à 25 km au nord-ouest de Schefferville, on a a pu récupérer une brindille dans une couche de tourbe recouverte de 18 m de matériaux fluvioglaciaires et de till. Ce fragment de bois a un âge ^{14}C de 24 250 ± 600 BP (Granberg et Krishnan, 1984). Si cette date est valide, elle témoigne peut-être d'un épisode non glaciaire précédant le Wisconsinien supérieur. Cette découverte est surprenante, puisqu'elle suggère qu'un secteur de la région sud-est du Bouclier, proche du centre de l'Inlandsis laurentidien, a peut-être été déglacé durant le Wisconsinien moyen.

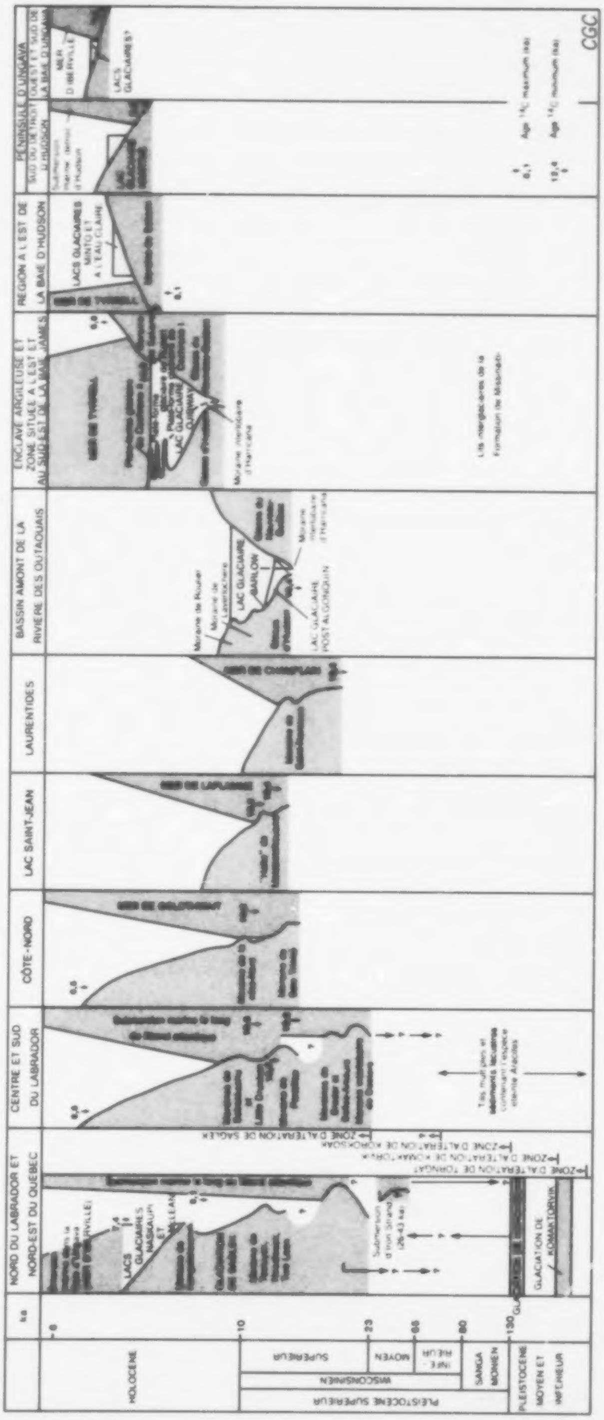


Figure 3.52. Corrélation des épisodes du Wisconsinien, dans la région sud-est du Bouclier canadien. Chaque colonne est établie à partir des références contenues dans le texte.

Monts Torngat et régions côtières adjacentes

Les matériaux en surface présents sur les sommets des monts Torngat et des hauts reliefs côtiers, aussi loin au sud que le fleuve Fraser, témoignent apparemment d'épisodes glaciaires antérieurs au Wisconsinien et au Wisconsinien supérieur. Les chercheurs sont depuis longtemps en désaccord, les uns estimant que durant le Wisconsinien supérieur, des nunataks existaient sur une grande partie de la région, les autres affirmant que les régions concernées étaient recouvertes par les glaces. Les premiers établissent une corrélation entre les zones d'altération et les différents épisodes glaciaires; les seconds estiment que les zones d'altération sont le résultat d'une déglaciation progressive des régions sommitales durant le Wisconsinien supérieur, et représentent des zones qui se sont formées sous divers régimes thermiques sous-glaciaires, ou qui sont les vestiges de terrains altérés dans des conditions subaériennes, et préservés sous des glaces à base froide. La controverse entre les deux groupes de chercheurs continue, en raison de la nature équivoque des observations de terrain, de l'absence d'un cadre chronologique fiable, et d'une certaine tendance à adapter les faits à la théorie (Ives, 1974; Clark, 1984a). On peut trouver dans les travaux de Ives (1974, 1978), Mayewski et al. (1981, p. 106-108), Brookes (1982), Clark (1984a), Evans (1984) et Evans et Rogerson (1986), un examen détaillé de ces indices équivoques.

Ives (1978), se basant principalement sur ses propres travaux (Ives, 1957, 1958a,b, 1963, 1974, 1975, 1976; Ives et al., 1975) et sur les travaux de Tomlinson (1958, 1963), Wheeler (1958), Løken (1962a,b), Andrews (1963a), et John son (1969), a proposé une hypothèse selon laquelle trois épisodes glaciaires régionaux (glaciations d'inlandsis) sont documentés dans les monts Torngat; il appuie sa théorie sur l'existence de zones d'altération nettement définies. Les limites des zones d'altération (ou limites glaciaires, fig. 3-53) sont inclinées vers le large, les glaces étant progressivement plus minces et plus restreintes durant les glaciations successives.

Durant la glaciation la plus ancienne, appelée *Glaciation de Komaktorvik*, toute la partie septentrionale du Labrador, excepté les sommets les plus élevés du centre et du nord des monts Torngat, a été recouverte par les glaciers qui s'étendaient jusque sur la plate-forme continentale. Les nunataks présents durant cette glaciation sont ceux attribués à la Zone d'altération de Torngat, caractérisée par la présence de felsenmeer très développés, de tors et de profondes cavités d'altération, et par l'absence présumée d'erratiques. Les régions atteintes par la Glaciation de Komaktorvik, et non recouvertes ensuite par les glaciers, constituent la Zone d'altération de Komaktorvik. Cette zone ressemble à la Zone d'altération de Torngat, mais on y trouve des erratiques.

Durant la *Glaciation de Koroksoak*, les glaces ont à nouveau recouvert la majeure partie du Labrador et ont gagné la plate-forme continentale, mais les nunataks étaient plus vastes que ceux de la Glaciation de Komaktorvik. Les régions couvertes par les glaces durant la Glaciation de Koroksoak, mais non par la suite, constituent la Zone d'altération de Koroksoak. Dans cette zone, il existe de nombreux indices d'une glaciation, mais le développement des felsenmeer y est limité (phase initiale). Le degré d'altération est intermédiaire entre celui de la Zone d'altération de Komaktorvik mentionnée plus haut, et celui des régions recouvertes par les glaces durant la Glaciation de Saglek. La limite entre les zones de Koroksoak et de Komaktorvik est généralement bien marquée. Par endroits cependant elle est dissimulée par les processus périglaciaires sur les versants.

Des formes glaciaires abondantes et fraîches caractérisent la région recouverte par la *Glaciation de Saglek*. Durant cette glaciation, les glaces ont présumément atteint la partie externe du littoral adjacent aux monts Torngat, mais seulement jusqu'à l'entrée des fjords. La limite glaciaire de Saglek est marquée par des moraines latérales et frontales d'apparence fraîche (Ives, 1976; Clark, 1984a). Dans la région qui était recouverte par les Glaces de Saglek, il n'y a généralement pas de felsenmeer ni d'autres indices d'une altération avancée. On a localement signalé de petites étendues de terrain fortement altéré, sans doute en raison de la lithologie de ce terrain ou de sa préservation sous les Glaces de Saglek (Gangloff, 1983).

En raison de l'absence d'études détaillées comparant les caractéristiques de l'altération dans chaque zone, et de l'absence d'un cadre chronologique, il est difficile d'attribuer un âge aux diverses glaciations. Andrews (1974) déclare que d'après des comparaisons avec les zones d'altération présentes dans l'île de Baffin, d'après le développement des minéraux argileux et l'augmentation des teneurs en oxydes ferriques, les terrains de Koroksoak et les terrains plus anciens de l'île de Baffin doivent dater au moins du Quaternaire moyen. Même si de nombreux chercheurs, y compris J.D. Ives (Université du Colorado, communication personnelle, 1985) estiment que les Moraines de Saglek ont été édifiées durant le maximum du Wisconsinien supérieur, l'âge absolu de la Glaciation de Saglek reste encore inconnu (Andrews, 1977; Mayewski et al. 1981), mais il est probable que celle-ci remonte au Wisconsinien supérieur. Clark (1984a) a défini le « drift de Two Loon » d'âge wisconsinien supérieur qu'il met en corrélation avec les dépôts de la Glaciation de Saglek. Clark et Josenhans (1985), après avoir étudié les Moraines de Saglek dans leur région type, ont affirmé qu'elles sont d'âge wisconsinien supérieur.

On continue à remettre en question les interprétations qui sont basées sur l'existence de zones d'altération. Gangloff (1983) n'a pas trouvé de différences significatives du point de vue de la texture de la matrice, de la teneur en argile, de la minéralogie, ou de la morphologie de surface des grains de sable quartzeux, entre le till déposé par la Glaciation de Saglek et le felsenmeer de la Zone d'altération de Koroksoak. Gangloff a aussi décrit la présence, dans des fonds de vallées, de tors non détruits par les glaces de la Glaciation de Saglek, et de cavités d'altération et de tafoni naissants formés durant l'Holocène. Il faudrait compléter la cartographie systématique des dépôts glaciaires et des zones d'altération, travail qu'il faudrait accompagner d'études sur l'altération des roches et d'études stratigraphiques, avant de pouvoir interpréter plus clairement la géologie du Quaternaire des monts Torngat.

De récentes études réalisées par Clark (1984a) dans la région d'Iron Strand dans le nord du Labrador, et par Evans (1984), Evans et Rogerson (1986), et par Bell et al. (1987) dans la région du fjord Nachvak nous apportent d'autres précisions sur l'évolution au Quaternaire des monts Torngat. En se basant sur les travaux de cartographie régionale et sur des reconstructions du profil de l'inlandsis, Clark (1984a) et Clark et Josenhans (1986) ont

Tableau 3-6. Datations au ^{14}C pertinentes dans la région du Bouclier canadien au Québec et au Labrador.

Nº de laboratoire	Âge (années BP)	Localité	Références	Matériel	Remarques
Beta-9516	6 600 ± 100	Rivière Laforge, Qué.	P.J.H. Richard (communication personnelle, 1985)	gyttja	Âge minimum "le plus ancien" de la déglaciation de la région de la rivière Laforge (réservoir LG 4).
Beta-11121	9 800 ± 220	Rivière Déception, Qué.	Gray et Lauriol (1985)	coquilles marines	Avec I-488, âge le plus ancien pour la déglaciation de la côte sud du détroit d'Hudson.
DIC-517	42 730 +6680/-9970	Iron Strand, Labrador	Ives (1977) Short (1981)	coquilles marines	Cet âge implique que le site d'Iron Strand témoigne d'un interstade du Wisconsinien moyen.
Gif-424	10 250 ± 350	Metabetchouan, Qué.	LaSalle et Rondot (1967)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation de la région du lac Saint-Jean.
Gif-3770	10 230 ± 180	Rivière-à-la-Chaloupe, Qué.	Dubois (1980)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum ce la déglaciation de la région à l'ouest de la rivière Romaine, Côte Nord du Québec.
GSC-672	7 970 ± 250	Inlet Sugluk, Qué.	Matthews (1967) Lowdon et Blake (1968)	coquilles marines	Valeur fiable "la plus ancienne" de la déglaciation de la côte sud du détroit d'Hudson.
GSC-706	7 430 ± 180	Îles Ottawa, T.N.-O.	Andrews et Falconer (1969) Lowdon et Blake (1968)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation des îles Ottawa, et meilleure approximation de l'âge de la limite marine.
GSC-1337	9 140 ± 200	Rivière Moisie, Qué.	Dredge (1983b) Lowdon et al. (1971)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation, et de l'âge de la Moraine de la Côte Nord du Québec dans la région de la rivière Moisie.
GSC-1533	12 400 ± 160	Charlesbourg, Qué.	LaSalle et al. (1977a) Lowdon et Blake (1973)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation de l'estuaire du Saint-Laurent à l'est de la ville de Québec, et du commencement de l'épisode de la Mer de Champlain.
GSC-1592	6 460 ± 200	Lac Michikamau	Fulton et Hodgon (1979) Lowdon et Blake (1973)	tourbe	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation de la région amont de la rivière Churchill.
GSC-1646	12 200 ± 160	Cantley, Qué.	Romanelli (1975) Lowdon et Blake (1973)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation de la vallée inférieure de la rivière Gatineau, et de l'incursion de la Mer de Champlain à cet endroit.
GSC-1772	11 900 ± 160	Martindale, Qué.	Romanelli (1975) Lowdon et Blake (1973)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglacition de la vallée moyenne de la rivière Gatineau, et de l'incursion de la Mer de Champlain à cet endroit.
GSC-2101	10 300 ± 100	Shawinigan, Qué.	Occhietti (1980)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région comprise entre Montréal et Québec.
GSC-2825	10 900 ± 140	Pinware, Labrador	Grant (1986) Lowdon et Blake (1979)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région aunord du détroit de Belle Isle, et de la Mer de Goldthwait sur la côte nord du Saint-Laurent.
GSC-2946	9 120 ± 480	Détroit d'Hudson	Fillon et Harmes (1982) Lowdon et Blake (1980)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans l'est du détroit d'Hudson.
GSC-2970	7 600 ± 100	Rivière Northwest, Labrador	Lowdon et Blake (1980)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation de l'extrémité ouest du lac Melville.
GSC-3022	10 400 ± 140	Lac Hope Simpson, Labrador	Blake (1982); Engstrom and Hansen (1985)	gyttja	Valeur "la plus ancienne", et probablement fiable, de l'âge minimum de la déglaciation dans la région de la rivière Alexis.
GSC-3067	9 640 ± 170	Lac Moraine, Labrador	Blake (1982) Engstrom and Hansen (1985)	gyttja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région amont de la rivière St. Paul.
GSC-3094	6 320 ± 180	Lac Delorme, Qué.	Richard et al. (1982) Blake (1982)	gyttja	Valeur "la plus ancienne"de l'âge minimum de la déglaciation dans la région de la ligne de partage glaciaire, près du lac Caniapiscau, au centre du Nouveau-Québec.
GSC-3241	6 500 ± 100	Border Beacon, Labrador	Blake (1982)	gyttja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région au nord-est du réservoir Smallwood.
GSC-3460	10 400 ± 200	Rivière Montréal, Ont.	Veillette (1988)	gyttja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la partie sud de la région du lac Témiscamingue et âge minimum de la Moraine du lac McConnell (partie de la Moraine interlobaire d'Harricana) dans ce secteur.
GSC-3467	10 100 ± 180	Lac Kipawa, Qué.	Veillette (1988)	gyttja	Avec la datation GSC-3460, valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région située immédiatement au sud du lac Témiscamingue.
GSC-3615	6 510 ± 110	Lac Gras, Qué.	King (1985)	gyttja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région amont de la rivière Moisie.

Nº de laboratoire	Âge (années BP)	Localité	Références	Matériel	Remarques
GSC-3644	6 200 ± 100	Lac Starkel, Qué.	King (1985)	gyttja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation du centre de retrait glaciaire (en forme de U ouvert), au nord-ouest du lac Opiscotéo.
GSC-3947	7 130 ± 100	Baie Déception, Qué.	B. Lauriol (communication communication, 1986)	coquilles marines	Les coquilles datées proviennent de la région à proximité, et ont été recueillies presque à la même altitude que les autres spécimens recueillis par Matthews (I-488) et dont la datation indiquait un âge de10 450 ± 250 BP.
GX-5522	11 160 ± 520	Lac Moraine, Labrador	Short (1981)	boue lacustre (faible teneur en matière organique)	Lac situé du côté distal des moraines de Saglek. En même temps que GX-6362, cette datation confirme-t-elle l'existence de zones non englacées dans le nord du Labrador au Wisconsinien supérieur?
GX-6345	10 275 ± 225	Makkovik Harbour, Labrador	Barrie et Piper (1982)	foraminifères dans boues marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région située au nord du lac Melville.
GX-6362	18 210 ± 1900	Lac Square, Labrador	Short (1981) Clark et al. (1986)	boues lacustres (faible teneur en matière organique)	Lac situé du côté distal des moraines de Saglekk. En même temps que GX-5522, cette date confirme-t-elle l'existence de zones non englacées dans le nord du Labrador au Wisconsinien supérieur?
GX-8240	34 200 +2100/-1600	Iron Strand, Labrador	Clark (1984a)	coquilles marines	Cette date signifie que le site d'Iron Strand témoigne d'un interstade du Wisconsinien moyen.
GX-8241	28 200 +1200/-1000	Iron Strand, Labrador	Clark (1984a)	coquilles marines	Cette date signifie que le site d'Iron Strand témoigne d'un interstade du Wisconsinien moyen.
GX-9293	9 110 ± 470	Anse Shoal, Labrador	Clark (1984a)	coquilles marines	En même temps que L-642 et TO-305, valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation sur le littoral du Labrador à l'est des monts Torngat.
I-488	10 450 ± 250	Baie Déception, Queé	Matthews (1967)	coquilles marines	Âge le plus vieux obtenu sur des coquilles, relativement à la déglaciation du littoral sud du détroit d'Hudson, mais probablement éronné (voir GSC-3947).
I-5922	10 400 ± 150	Sacré-Coeur-de-Saguenay, Qué.	Dionne (1977)	coquilles marines	Âge le plus vieux relativement à la déglaciation de l'embouchure du Saguenay. Âge le plus vieux obtenu pour la Mer de Laflamme.
I-8363	8 230 ± 135	Kuujjuarapik, Qué.	Hillaire-Marcel (1976)	concrétion calcaire	Âge maximum de l'édification de la Moraine de Sakami, et de l'incursion de la Mer de Tyrrell à l'est de la baie d'Hudson.
I-9632	6 990 ± 150	Baie Payne, Qué.	Gray et al. (1980)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de/la déglaciation du sud-ouest de la baie d'Ungava, et de l'incursion de la Mer d'Iberville.
L-642	9 000 ± 200	Détroit d'Eclipse, Labrador	Løken (1962b)	coquilles marines	En même temps que GX-9293 et TO-305, valeur "la plus ancienne" de la déglaciation sur le littoral du Labrador à l'est des monts Torngat.
QU-122	7 880 ± 160	La Grande rivière, Qué.	Hardy (1976)	coquilles marines	Âge maximum de la vidange du Lac Ojibway, et valeur la plus ancienne de l'âge minimum de l'édification de la Moraine de Sakami et de l'incursion de la Mer de Tyrrell.
QU-574	9 970 ± 130	Rivière des Anglais, Qué.	Dubois (1980)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région de la rivière Manicouagan.
SI-1737	10 240 ± 1240	Île Saint-John, Labrador	Jordan (1975)	gyttja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région de l'est du lac Melville.
SI-1959	6 815 ± 125	Lac Pyramid Hills, Qué.	Short (1981)	boues lacustres	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation de la région située au sud-est de la baie d'Ungava.
SI-3139	10 550 ± 290	Rivière Eagle, Labrador	Lamb (1980)	gyttja	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région au sud des monts Mealy, et de l'édification de la Moraine de Paradise.
SI-4131	34 360 ± 850	Iron Strand, Labrador	Ives (1977) Short (1981)	coquilles marines	Cette date signifie que le site d'Iron Strand témoigne d'un interstade du Wisconsinien moyen.
TO-200	7 970 ± 90	Partie centrale du lac Melville, Labrador	Vilks et al. (1987)	coquilles marines	Valeur fiable "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région centrale du lac Melville.
TO-305	9 830 ± 70	Fjord Nachvak, Labrador	R.J. Rogerson (communication personnelle, 1986)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation sur la côte du Labrador à l'est des monts Torngat.
UQ-547	6 700 ± 100	Rivière Nastapoca, Qué.	Allard and Séguin (1985)	coquilles marines	Valeur "la plus ancienne" de l'âge minimum de la déglaciation dans la région du détroit de Nastapoca.
Y-1165	>42 000	Rivière Harricana, Qué.	Stuiver et al. (1963)	tourbe	Âge minimum des sédiments de la Formation de Missinaibi dans les basses terres de la baie James au Québec.

identifié deux avancées glaciaires. La plus ancienne, qu'ils ont corrélée à la Glaciation de Koroksoak définie par Ives (1978), a déposé les sédiments glaciaires d'Iron Strand, laissé des nunataks dans les monts Torngat, et progressé jusque sur le banc de Saglek. L'avancée la plus récente, qu'ils ont corrélée à la Glaciation de Saglek définie par Ives (1978), a déposé le « drift de Two Loon », laissé de vastes zones libres de glaces, et selon ces auteurs, s'est étendue jusqu'au rebord de la plate-forme continentale en traversant les dépressions de cette plate-forme (Clark et Josenhans, 1986). Clark (1984b) a estimé que la surface glaciaire, vis-à-vis la ligne de partage des eaux, se situait à 818 m d'altitude à l'ouest du fjord Kangalaksiorvik et à 606 m d'altitude à l'ouest du détroit d'Éclipse.

À Iron Strand, dans une région où, à notre connaissance le terrain a été recouvert par les glaces qui ont déposé le « drift d'Iron Strand », mais pas par des glaces plus récentes, des sables argileux massifs d'origine marine sont surmontés d'un till silto-sableux ou d'un diamicton glaciomarin contenant des coquilles marines remaniées, cette unité étant à son tour sumontée par des sables marins littoraux et fossilifères. Au sud de ce site, un sol plus épais que celui formé durant l'Holocène recouvre des lits similaires. Des coquilles provenant du diamicton ont été datées à 34 200 + 2 100/-1 600 BP (GX-8240); des coquilles probablement in situ dans les sables marins sus-jacents, ont été datées à 28 200 + 1 200/-1 000 BP (GX-8241); et des coquilles recueillies dans des colluvions provenant des même falaises ont été datées à 42 730 + 6 680/-9970 BP (DIC-517) et à 34 360 ± 850 BP (SI-4131; voir Ives, 1977; Short, 1981). D'après ces datations, le diamicton témoigne d'une avancée des glaces continentales jusqu'à la mer, avant le Wisconsinien supérieur. En se basant sur les datations au ^{14}C et sur les rapports d'acides aminés, Clark (1984a) a provisoirement corrélé le drift d'Iron Strand avec le Membre de Loks Land de la Formation de Clyde Foreland de l'île de Baffin, et a suggéré que ces sédiments glaciaires correspondaient à un épisode situé entre 100 ka et 30 ka. Selon Andrews et Miller (1984), les dépôts fossilifères d'Iron Strand correspondraient à un intervalle non glaciaire d'âge wisconsinien moyen puisque ces coquilles sont caractérisées par des taux de racémisation des acides aminés nettement inférieurs aux taux typiques de l'Aminozone de Kogalu, qui est peut-être d'âge sangamonien (ce chapitre, Andrews, 1989). Si l'on admet que les limites de la datation par la méthode du ^{14}C sont dépassées, comme c'est habituellement le cas pour les coquilles datant de cette époque, les sédiments glaciaires d'Iron Strand pourraient bien être plus anciens que le Wisconsinien moyen. Malgré le problème des âges absolus, on peut, d'après la stratigraphie de la région d'Iron Strand et les âges minimums obtenus, confirmer la validité du cadre stratigraphique quaternaire basé sur les zones d'altération, et la validité de l'hypothèse selon laquelle des parties du littoral nord du Labrador n'ont pas été englacées pendant tout le Wisconsinien supérieur (Ives, 1977).

En se basant sur des travaux cartographiques détaillés, Evans (1984), Evans et Rogerson (1986), Rogerson et

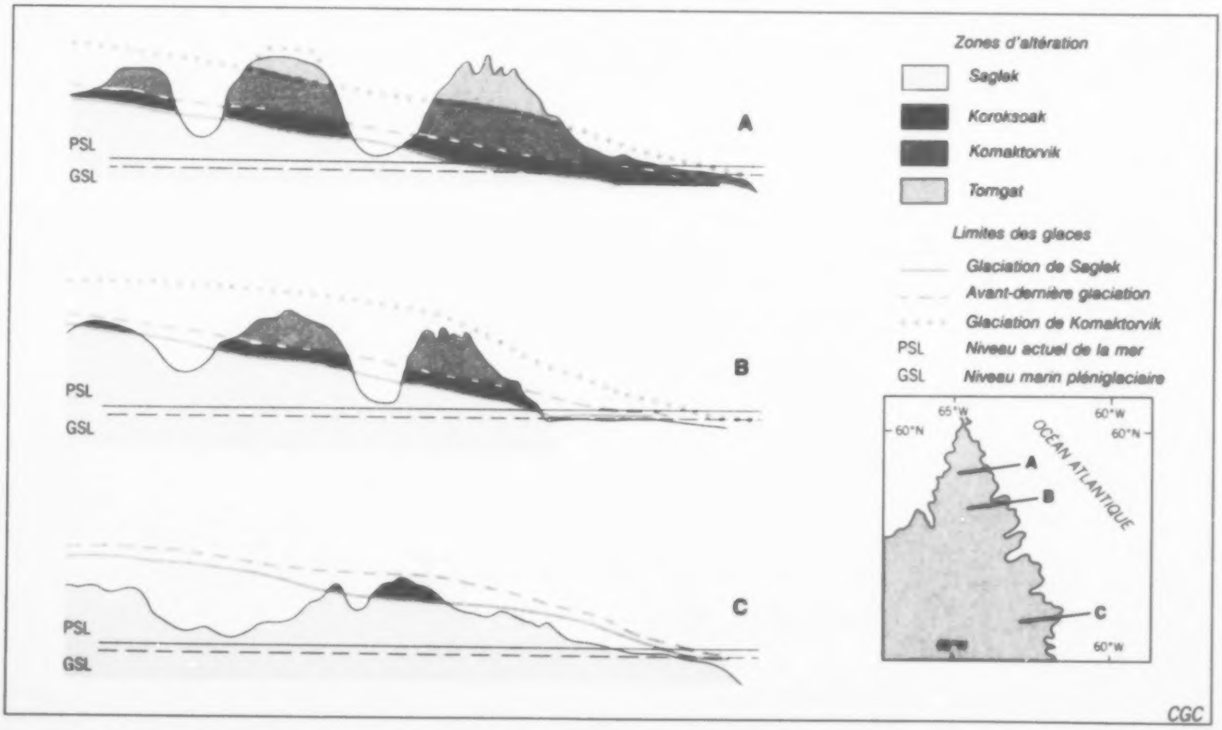


Figure 3.53. Coupes tracées perpendiculairement à la direction générale de la marge de l'Inlandsis laurentidien, montrant les profils de la surface glaciaire et les zones d'altération dans les hautes terres septentrionales et centrales du Labrador. L'encart montre la localisation de A, B, et C (d'après Ives, 1978).

Bell (1986), et Bell et al. (1987) ont identifié deux avancées des glaces laurentidiennes dans la région du fjord Nachvak. La phase d'Ivitak, définie par ces auteurs, est la plus ancienne et la plus étendue; il y avait alors des nunataks, mais les glaces ont avancé jusque sur la plate-forme. Comme dans la région d'Iron Strand, quatre datations au ^{14}C, sur des coquilles provenant d'un diamicton glaciomarin permettent de placer la phase d'Ivitak dans l'intervalle du Wisconsinien moyen (Bell et al., 1987). La phase suivante de Nachvak a eu une extension moindre: les glaces n'ont gagné que les embouchures des fjords, et leur limite est marquée à l'ouest de l'extrémité amont du fjord Nachvak par la Moraine de Tinutyaruik. D'après les études pédogénétiques et les âges ^{14}C les plus vieux, les chercheurs ont estimé que les sédiments déposés durant la glaciation de la phase d'Ivitak sont plus anciens que 40 ka et ont un âge équivalent à celui du drift d'Iron Strand défini par Clark (1984a). Ils ont aussi préconisé que la phase plus récente de Nachvak a un âge équivalent à celui de la Glaciation de Saglek. Même si ces corrélations n'ont qu'un caractère provisoire, ces études confirment aussi que des parties du Labrador septentrional n'ont pas été englacées au moins durant le Wisconsinien supérieur, et que les glaces n'ont peut-être pas gagné la plate-forme du Labrador à cette époque.

Il est possible qu'un âge ^{14}C de 18 210 ± 1 900 BP (GX-6362) sur des sédiments organiques à la base d'une carotte provenant d'un lac de barrage glaciaire formé par les Moraines de Saglek sur leur versant distal, appuie aussi l'hypothèse relative à l'existence de zones libres de glaces durant le Wisconsinien supérieur (Short, 1981; Clark et al., 1986). Toutefois, la teneur en matière organique des carottes soumises à la datation étant très faible (<0,1% de matière organique totale), on peut contester la précision de cette datation (voir les commentaires présentés par Short, 1981). Quoi qu'il en soit, ces dates permettent probablement d'attribuer un âge maximum aux Moraines de Saglek (Clark et al., 1986). Une autre datation (11 160 ± 520 BP; GX-5522) permet d'estimer l'âge du retrait du front glaciaire à partir des Moraines de Saglek, mais cet âge pourrait aussi être surestimé.

Monts Mealy et sud-est du Labrador

Selon divers chercheurs (Gray, 1969, 1969; Rogerson, 1977; Fulton et Hodgson, 1979), les sommets des monts Mealy n'ont pas été recouverts par les glaces du Wisconsinien supérieur; Fulton et Hodgson (1979) ont suggéré que la Moraine de Paradise (fig. 3-47) marquait la limite glaciaire du Wisconsinien supérieur. On distingue de nettes différences dans l'aspect des terrains séparés par ce système morainique. Des âges ^{14}C allant jusqu'à 21 ka ont été obtenus sur des sédiments lacustres prélevés par carottage à proximité de la rivière Alexis par H.E. Wright, Jr. (Université du Minnesota, communication personnelle, 1979) et sur d'autres sédiments prélevés par carottage dans le fond du lac Melville (Vilks et Mudie, 1978) ce qui semble confirmer l'hypothèse selon laquelle aurait existé une région non englacée pendant le Wisconsinien supérieur dans le sud-est du Labrador. On peut toutefois contester la fiabilité des datations, puisque celles obtenues sur les échantillons prélevés au large des côtes ont été effectuées sur la fraction organique totale (Fillon et al., 1981), et que la contamination par du carbone plus ancien pourrait expliquer l'âge élevé des gyttjas échantillonnés sur la terre ferme.

Accumulation et limites des glaces durant le Wisconsinien supérieur

Toute la partie sud-est du Bouclier canadien, excepté certains nunataks présents dans le nord du Labrador, et peut-être aussi les sommets des monts Mealy et la région située au-delà de la Moraine de Paradise, a été recouverte par les glaces du Secteur du Labrador de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur. Dans cette section, on commente les rares indices relatifs à l'englaciation et les difficultés à définir la limite glaciaire sur le littoral atlantique.

On convient généralement du fait que durant le Wisconsinien supérieur (ou beaucoup plus tôt?), le développement initial du Secteur du Labrador de l'Inlandsis laurentidien a eu lieu dans les hautes terres de l'intérieur, et que l'écoulement des glaces était radial jusqu'aux limites glaciaires de la plate-forme du Labrador et du golfe du Saint-Laurent et jusqu'aux zones de confluence avec les masses glaciaires adjacentes à l'ouest et au nord. Dans deux régions du sud-est du Bouclier canadien, des indicateurs d'écoulements glaciaire témoignent de déplacements autres que ceux censés avoir eu lieu pendant la dernière phase d'écoulement. On ne sait pas si ces écoulements sont liés aux centres de dispersion glaciaire du Wisconsinien supérieur, ou s'ils sont plus anciens.

Selon Klassen (1983a, 1984) et Klassen et Bolduc (1984), il aurait existé dans le sud du Labrador un centre de dispersion entre la rivière Churchill et le golfe du Saint-Laurent. Cette hypothèse est basée sur l'existence de stries indiquant un écoulement vers le nord et le nord-nord-est dans la région située au nord du lac Melville et dans la région amont de la rivière Churchill. Ces stries sont plus anciennes que l'écoulement glaciaire régional qui s'effectuait vers le nord-est, vers l'est et le sud-est durant le Wisconsinien supérieur. On ne connaît pas l'âge de ce centre de dispersion glaciaire, mais il pourrait être aussi récent que le «début» du Wisconsinien supérieur. Occhietti (1982) affirme qu'il devait y avoir pendant le Wisconsinien inférieur un centre d'englaciation dans les hautes terres laurentiennes centrales afin d'expliquer la stratigraphie quaternaire des basses terres du Saint-Laurent, et Quinlan et Beaumont (1982) ont indépendamment suggéré, en se basant sur les données concernant les niveaux marins dans les provinces atlantiques du Canada, qu'il a dû exister un grand dôme glaciaire dans ce même secteur au début du Wisconsinien supérieur. Les observations de Klassen et Bolduc pourraient être la preuve concrète des suggestions d'Occhietti et de Quinlan et Beaumont. Plus au nord dans la région de Schefferville, Klassen et Thompson (1987) ont récemment identifié cinq phases distinctes d'écoulement glaciaire, et ces phases ne peuvent être expliquées que par l'existence de centres de dispersion différents ou par d'importants déplacements de ces centres. Étant donné, selon Klassen et Thompson (1987, p. 65), «que les marques d'écoulement glaciaire visibles à la surface des affleurements ne montrent pas d'altération différentielle, les phases (...) ont dû se manifester durant une période d'englacement continu, et représentent peut-être des changements survenus pendant un ou plusieurs stades de la glaciation wisconsinienne».

En Abitibi, dans la région du lac Témiscamingue et les régions adjacentes de l'ouest du Québec, les stries et le transport des débris glaciaires indiquent que le glacier qui s'écoulait vers le sud-ouest à partir du Nouveau-Québec, s'est étendu à l'ouest de la Moraine interlobaire d'Harricana (le dépôt qui marque le contact final entre les Glaces du Labrador et les Glaces d'Hudson; Chauvin, 1977, p. 16; Kish et al., 1979, p. 8, Veillette, 1982, 1986a). On ne connaît pas l'âge de cet épisode. Certains faits indiquent aussi qu'à un moment donné, les glaces qui s'écoulaient vers le sud-est depuis la baie James s'étendaient au moins sur 20 km à l'est de la Moraine d'Harricana dans la région comprise entre la rivière Harricana et la rivière Nottaway (L. Hardy, Poly-Géo. Inc., Longueil, Québec, communication personnelle, 1985). Dans la région située à l'est de la baie James, l'hypothèse de Lee (1959b) selon laquelle les glaces se seraient déplacées vers l'est a plus tard été rejetée par Dionne (1974), qui a attribué la présence de blocs erratiques en provenance de l'ouest, notée par Lee, au transport glaciel. Dans la péninsule d'Ungava, Bouchard et Marcotte (1986) n'ont pas trouvé de preuves d'un écoulement glaciaire vers l'est à partir de la baie d'Hudson. Beaucoup plus loin à l'intérieur des terres, dans la région du lac Mistassini, Martineau (1984b), Prichonnet et al. (1984), et Bouchard et Martineau (1985) ont décrit en détail un écoulement glaciaire vers le sud-est, qui a précédé l'écoulement glaciaire régional vers le sud-ouest en provenance du Nouveau-Québec, dont témoignent les terrains de part et d'autre de la Moraine d'Harricana. Pour l'instant, il est impossible de préciser quelles directions d'écoulement concordent avec le maximum du Wisconsinien supérieur, et quelles directions pourraient être plus anciennes. Quoi qu'il en soit, à un moment donné avant la déglaciation finale, les glaces de la partie centrale du Nouveau-Québec ont entraîné des matériaux à l'ouest de la Moraine interlobaire d'Harricana, tandis que les glaces issues d'un centre de dispersion situé à l'ouest de la côte est de la baie James se sont écoulées vers le sud-est jusqu'au lac Mistassini. Puisqu'il y a dans l'estuaire moyen du Saint-Laurent des dolomies stromatolitiques en provenance de la région du lac Mistassini et du lac Albanel (Dionne, 1986), il est possible que les écoulements glaciaires vers le sud-est aient eu une extension encore plus grande.

On ne connaît pas avec certitude l'extension des glaces laurentidiennes sur le littoral atlantique du Labrador durant le Wisconsinien supérieur, et cette limite fait l'objet de plusieurs controverses (fig. 3-54). Les premiers chercheurs, comme Bell (1884), Daly (1902) et Coleman (1921), ont suggéré que certaines parties du nord-est et du sud-est du Labrador n'ont pas été englacées, mais jusqu'à une date récente, les chercheurs, tel que par exemple Flint (1957) et Prest (1969), étaient généralement favorables à l'hypothèse selon laquelle l'inlandsis du Wisconsinien supérieur se serait avancé loin au large des côtes (fig. 3-54). En s'appuyant sur la notion de zones d'altération, on a récemment démontré que des régions de l'est du Labrador avaient échappé à la glaciation du Wisconsinien supérieur (Ives, 1960a, 1978; Hughes et al., 1981; fig. 3-54). En se basant en partie sur la position de la Moraine de Paradise

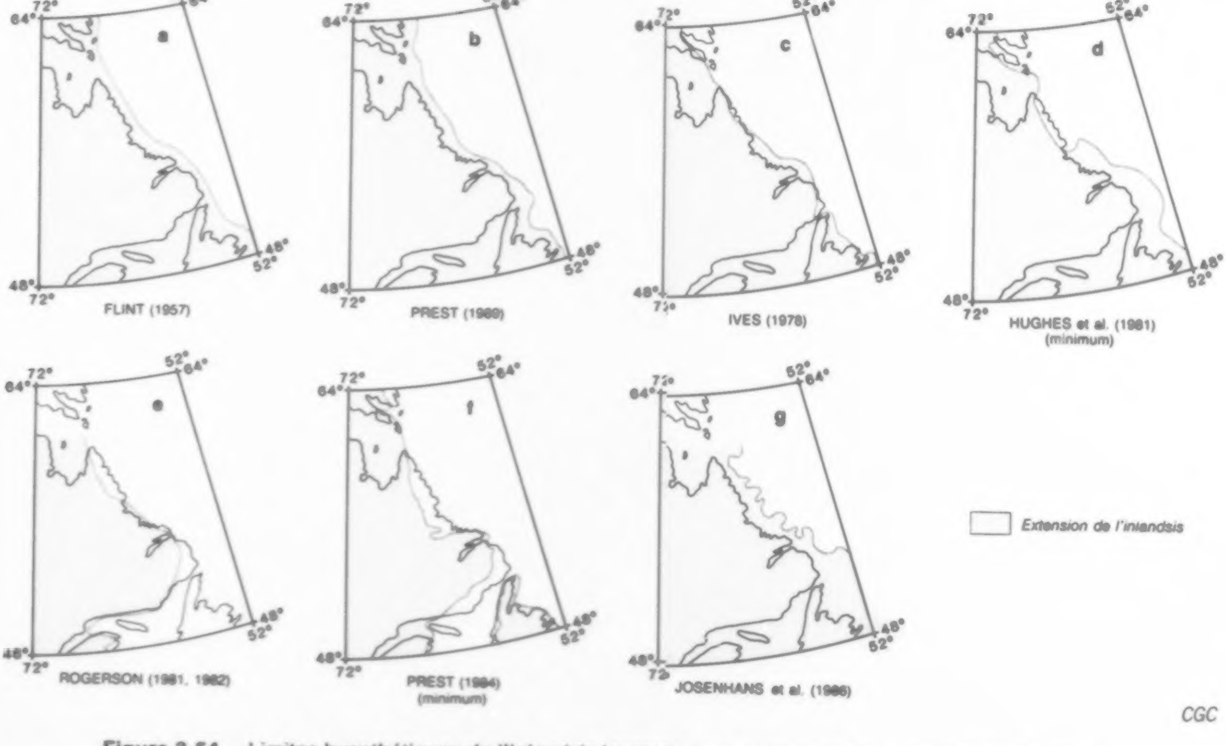


Figure 3.54. Limites hypothétiques de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur sur le littoral atlantique du Labrador, selon divers auteurs.

qui, selon Fulton et Hogdson (1979), pourrait marquer la limite des glaces du Wisconsinien supérieur dans la partie sud-est du Labrador, et les résultats d'études des sédiments marins au large, Vilks et Mudie (1978), Rogerson (1981, 1982), et Prest (1984) ont montré des zones non englacées relativement vastes sur la terre ferme (fig. 3 54). Finalement, ayant cartographié une nappe distinctive de till déposé au large, qui daterait du début du Wisconsinien supérieur d'après les datations au ^{14}C de la matière organique totale (les dates fournies paraissent exagérément anciennes à Fillon et al., 1981), Josenhans et al. (1986) et Clark et Josenhans (1986) ont réaffirmé que les glaces du Wisconsinien supérieur s'étendaient bien au large des côtes sur la plate-forme continenale (fig. 3-54). Selon eux, les glaciers émissaires situés dans les monts Torngat auraient en fait progressé sur la plate-forme, puis fusionné, et déposé une nappe de till.

Aucun des modèles décrits à la figure 3-54 ne peut être encore validé, mais pour l'instant, la meilleure interprétation est celle selon laquelle certaines régions du nord du Labrador, les régions sommitales des monts Mealy, et peut-être les régions distales par rapport à la Moraine de Paradise n'ont pas été recouvertes par les glaces du Wisconsinien supérieur, et les glaces qui couvraient le reste de la masse continentale se sont avancées sur la plate-forme. Tant que (1) n'auront pas été cartographiées en détail et intégralement les limites glaciaires et les zones d'altération, (2) que n'auront pas été entreprises des études approfondies, comme l'île de Baffin, qui permettent de détailler les différences relatives entre toutes les zones d'altérations, et (3) que n'auront pas été entreprises des études stratigraphiques accompagnées de datations radiométriques sûres, l'emplacement de la limite du Wisconsinien supérieur restera contesté.

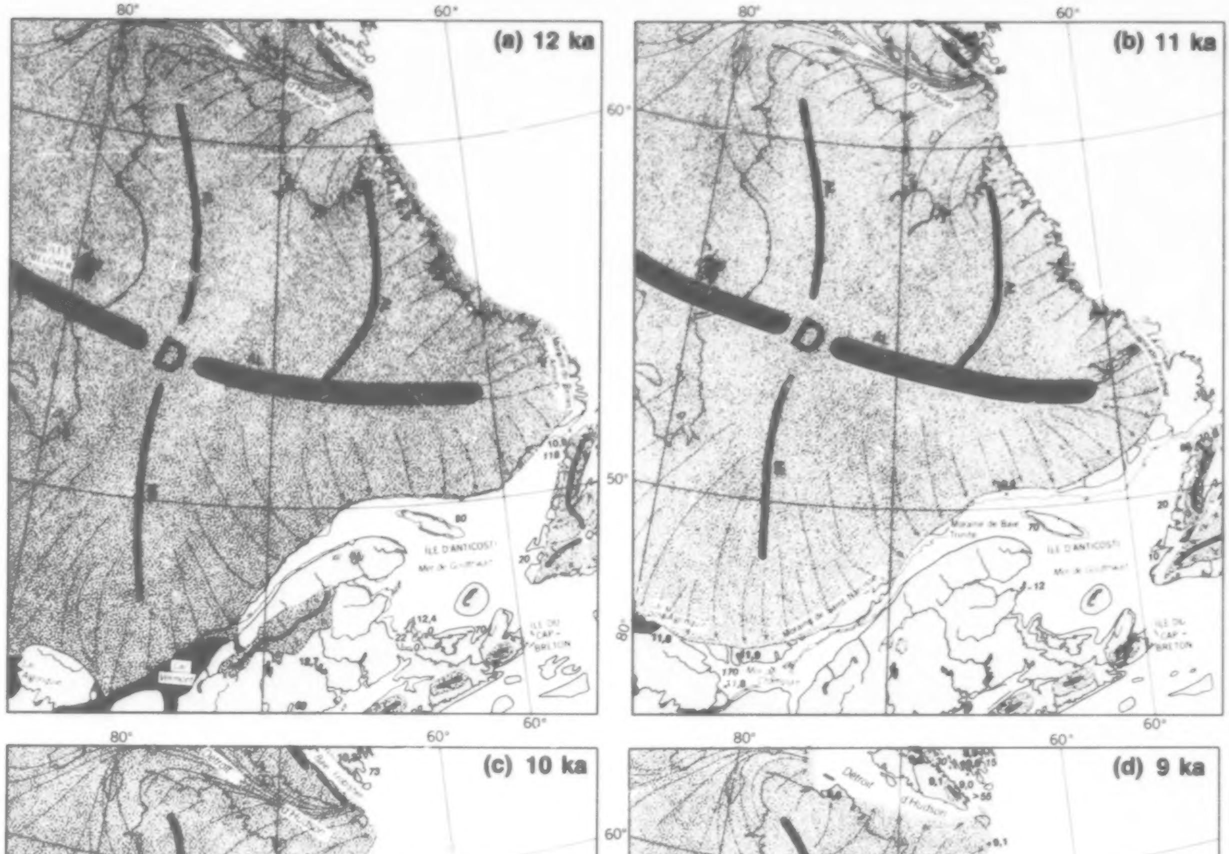
Historique de la déglaciation

Les glaces se sont initialement retirées dans l'eau (fig. 3-47), et cela sur toute la périphérie de la partie sud-est du Bouclier canadien. Cette situation a grandement influencé le style de la déglaciation. Une série de cartes paléogéographiques (fig. 3-55) illustre la couverture glaciaire et la localisation des principales moraines, des principaux lacs glaciaires et des mers postglaciaires pendant la période allant de 12 à 7 ka. La figure 3-52 est un essai de corrélation provisoire des épisodes survenus dans chacune des régions étudiées, et l'on s'y référera dans les discussions qui suivent.

Nord du Labrador et nord-est du Nouveau-Québec

Durant le Wisconsinien supérieur, les glaces du Secteur du Labrador ont progressé dans une direction est-nord-est à partir du centre du Nouveau-Québec, et dans une direction est à partir de la baie d'Ungava (Ives, 1957, 1958a; Løken, 1962a) jusqu'à la plate-forme du Labrador, traversant le nord-est du Nouveau-Québec et le nord du Labrador (Glaciation de Saglek dans les monts Torngat; Andrews, 1963a). Les hauts sommets côtiers au nord à partir de la rivière Fraser, une grande partie des monts Torngat plus au nord, et les promontoires côtiers adjacents n'étaient pas recouverts pas les glaces. Clark (1984a; fig. 3-56) a récemment montré que des glaces provenant de l'ouest avaient traversé les monts Torngat sous forme de glaciers émissaires atteignant l'embouchure des fjords, mais qu'elles n'avaient pas surmonté de grandes régions de nunataks, incluant la zone de Koroksoak et les zones d'altération plus élevées. La limite supérieure de l'extension glaciaire au Wisconsinien supérieur est décrite en détail dans plusieurs études locale; toutefois, excepté Andrews (1963a), Clark (1984a), Evans (1984) et Evans et Rogerson (1986), les chercheurs n'ont pas essayé de cartographier précisément la limite de la couverture glaciaire. Généralement, la limite supérieure atteinte au cours de la Glaciation de Saglek s'incline non seulement à partir de la ligne de partage glaciaire vers l'océan, mais aussi vers le nord. Dans la région située entre la rivière Fraser et la baie Okak, les glaces ont atteint une altitude maximum d'environ 700 m (Andrews, 1963a). Le mont Thoresby et le pic Man O'War sont les nunataks les plus méridionaux (Andrews, 1963a; Johnson, 1969). Dans le fjord Saglek, la limite est de 615 m (Smith, 1969); dans la région de la baie Ryans, Clark (1984a) a indiqué que les glaces traversant les monts Torngat ne dépassaient pas 800 m vis-à-vis la ligne de partage des eaux. Sur les sommets dépassant la limite de la Glaciation de Saglek, se trouvaient de petits glaciers de cirques ou de petites calottes glaciaires locales qui étaient indépendantes de l'Inlandsis laurentidien (fig. 3-56); Ives, 1960a; Løken, 1962a, Evans, 1984; Clark, 1984a); Evans et Rogerson, 1986; Bell et al., 1987). L'extension glaciaire réelle sur la plate-forme continentale a fait l'objet de plusieurs controverses. Les études initiales réalisées par Clark (1984) et celles d'Evans (1984), d'Evans et Rogerson (1986), et de Rogerson et Bell (1986) ont indiqué que les glaces du Wisconsinien supérieur ne s'étendaient que jusqu'à l'embouchure des fjords. Par contre, selon d'autres études, ainsi qu'il a été mentionné plus haut (Josenhans et al., 1986; Clark et Josenhans, 1986), les mêmes glaces se seraient étendues loin au large jusqu'à proximité du rebord de la plate-forme continentale.

Dans les régions côtières accidentées, les épisodes de déglaciation sont complexes et ont été étudiés dans divers secteurs, en particulier par Ives (1958a, 1960a), Løken (1962b, 1964), Tomlinson (1963), Andrews (1963a), Johnson (1969), Clark (1984a), Evans (1984), et Evans et Rogerson (1986). À la limite atteinte par les glaciers du Wisconsinien supérieur, se sont édifiés de vastes systèmes de moraines latérales et de complexes de kame (Moraines de Saglek, définies par Ives, 1976; fig. 3-52). Plusieurs moraines frontales et latérales marquent les positions de haltes ou de réavancées locales du front glaciaire durant la retrait des glaciers à partir des moraines de Saglek vers une masse de glace située à l'ouest du bassin versant de la région atlantique (fig. 3-47). Des exemples notables en sont les Moraines de Tasiuyak dans la région de la rivière Fraser et de la baie Okak (Andrews, 1963a), et les moraines bien corrélées de Noodleook, Two Loon et Kangalaksiorvik (=Sheppard) définies par Løken (1962b, 1964) dans la péninsule de Torngat. Selon Andrews (1977), les Moraines de Kangalaksiorvik, qui s'étendent de l'île Killinek à la baie Ryans, pourraient être corrélatives des moraines d'âge Cockburn ailleurs dans les régions arctiques du Canada (Andrews et Ives, 1978). J.D. Ives (Université du Colorado, communication personnelle, 1985) a noté l'existence d'indicateurs d'écoulements glaciaire entre le sud-ouest des monts Torngat et le cours inférieur de la rivière George, et le long de la côte est de la baie d'Ungava, qui montrent clairement une inversion tardive de l'écoulement glaciaire vers la baie d'Ungava. Il a interprété cette inversion comme résultant du développement, dans le nord


(a) 12 ka
(b) 11 ka
(c) 10 ka
(d) 9 ka
80°
60°
50°
ÎLE D'ANTICOSTI
ÎLE DU CAP-BRETON
D
CGC

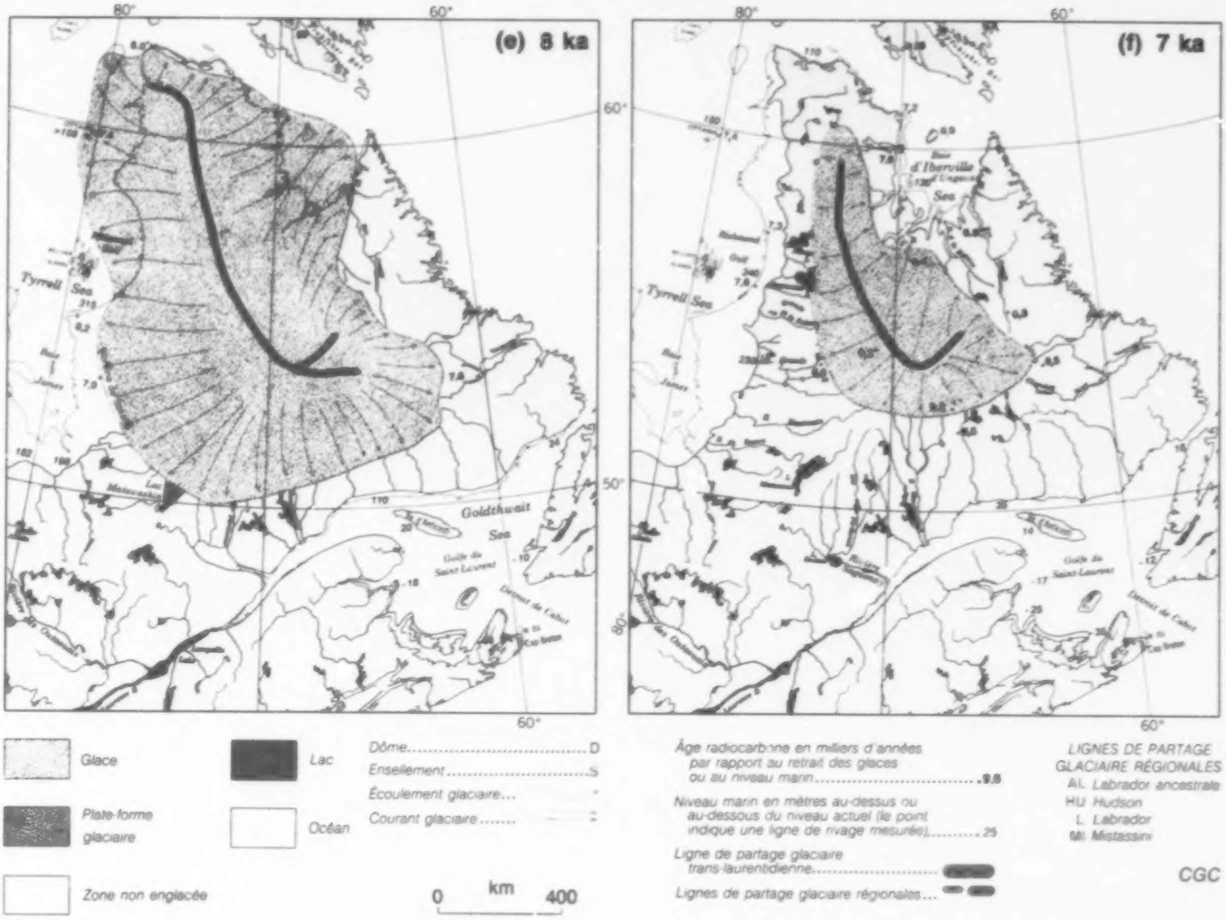


Figure 3.55. Cartes paléogéographiques de la région sud-est du Bouclier canadien montrant la couverture glaciaire, les grandes moraines frontales, les principaux lacs proglaciaires et les mers postglaciaires aux dates suivantes: (a) 12 ka, (b) 11 ka, (c) 10 ka, (d) 9 ka, (e) 8 ka et (f) 7 ka.

de la baie d'Ungava, d'une baie de vêlage qui s'est rapidement étendue vers le sud, jusqu'à dégager complètement le littoral.

Les régions côtières ayant été déprimées isostatiquement sous le poids des glaces, les eaux de l'océan Atlantique ont submergé à la fois les régions libres de glaces et les régions basses nouvellement déglacées. On sait peu de chose sur l'évolution du niveau de la mer dans la région, mais généralement la limite marine diminue progressivement d'altitude vers le nord. Les eaux marines ont peut-être atteint une altitude d'environ 93 m au sud de la baie Okak (Andrews, 1963a), 65 m dans les régions de la baie Saglek et de la baie Ryans (Løken, 1962b; Smith, 1969), 73 m dans l'extrémité amont du fjord Nachvak (Bell et al., 1987), 42 m au nord de la baie Ryans (Løken, 1964) et 16 m dans l'île Killinek (Løken, 1964). Des coquilles recueillies par R.J. Rogerson, (Université Memorial, commmunication personnelle, 1986) à l'extrémité amont du fjord Nachvak ont été datées à 9820 ± 70 BP (TO305), chiffre qui représente la datation holocène la plus ancienne obtenues jusqu'à présent sur le littoral nord. D'autres coquilles recueillies par Løken (1962b) au nord de la baie Ryans ont été datées à 9000 ± 200 BP (L-642), d'autres encore recueillies par Clark (1984a) dans le sud d'Iron Strand ont été datées à 9820 ± 470 BP (GX-9293). La présence dans la partie la plus septentrionale du Labrador des lignes de rivage inclinées, tronquées par une autre ligne de rivage horizontale à 15 m d'altitude, témoigne, selon Løken (1962b), d'une transgression d'âge holocène inférieur, et pourrait aussi indiquer que d'épaisses glaces continentales non pas recouvert l'extrémité nord du Labrador.

Durant la déglaciation des monts Torngat, de nombreux lacs glaciaires de petite taille et peut-être de nature éphémère se sont formés du côté est de la ligne de partage des eaux dans des vallées tributaires bloquées par des langues glaciaires. À mesure que la marge de glace se retirait en descendant les pentes du versant ouest des montagnes, se sont formés des lacs glaciaires plus grands et plus durables. Les eaux des lacs présents dans les vallées tributaires de la rivière Alluviaq se déversaient dans un fjord au sud d'Iron Strand (Ives, 1957), les eaux d'autres lacs présents dans le bassin de la rivière Koroc s'écoulaient en direction de la baie Saglek (Ives, 1958a, fig. 3-47). Les lacs les plus importants étaient les lacs glaciaires Naskaupi et McLean

(Ives, 1960a,b; Matthew, 1961); Barnett et Peterson, 1964; Barnett; 1964, 1967; Peterson, 1965; fig. 3-47), qui couvraient de vastes étendues à l'amont des bassins hydrographiques de la rivière George et de la rivière à la Baleine. Ces lacs étaient endigués à l'est par la crête du bassin-versant, à l'ouest par la masse principale des Glaces du Labrador, en retrait vers le sud-ouest et par la crête ou le dôme glaciaire tardif hypothétique occupant la baie d'Ungava. Prest (1970, 1984) a étudié la configuration des glaces qui ont pu endiguer ces lacs (1970, 1984). Le Lac glaciaire Naskaupi a formé une série de lignes de rivages bien définies, dont certaines sont taillées dans la roche en place. Les exutoires probables par lequels les eaux ont pu s'écouler jusqu'aux côtes du Labrador sont les hauts cols des bassins-versants des rivières Fraser, Kogaluk, Harp, Kanairiktok et Naskaupi. Le Lac glaciaire McLean, dans le bassin amont de la rivière à la Baleine, était séparé du lac Naskaupi, mais s'y déversait par un passage immédiatement à l'ouest du lac de la Hutte Sauvage. Finalement, les deux lacs se sont vidangés dans la Mer D'Iberville (baie d'Ungava postglaciaire), dès que les glaces se sont suffisamment retirées, peut-être par développement d'une baie de vêlage, pour permettre l'entrée des eaux marines.

Les figures 3-55a à 3-55f sont un essai de reconstitution de la déglaciation dans le nord du Labrador et le nord-est du Québec. Les glaces auraient persisté assez longtemps à l'est de la baie d'Ungava pour permettre la formation des lacs de barrage glaciaire Naskaupi et McLean et d'autres lacs situés au nord. On ne peut dire à quel moment

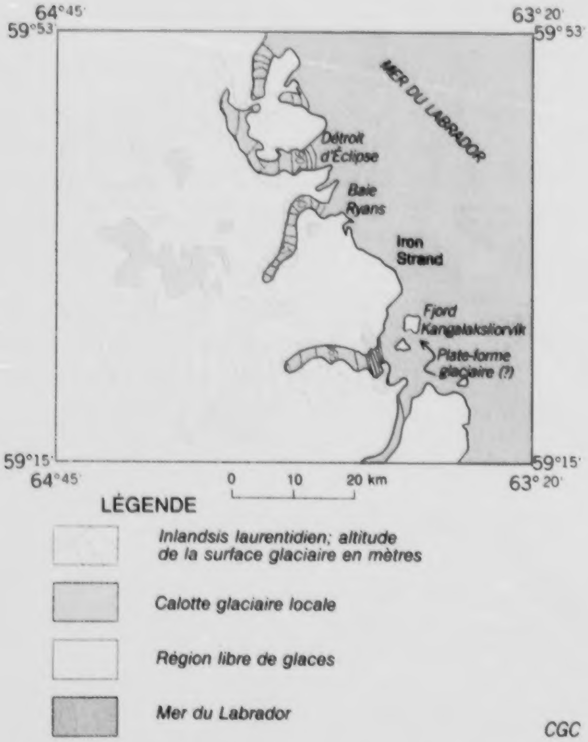


Figure 3.56. Reconstitution de l'inlandsis au Wisconsinien supérieur dans la partie nord du Labrador (d'après Clark, 1984a).

les glaces se sont retirées des Moraines du Saglek. Short (1981) a présenté de nombreuses datations au ^{14}C des carottes prélevées dans des lacs ou dans des tourbières oligotrophes (1981). Un grand nombre d'âges obtenus semblent suspects pour plusieurs raisons: âges anormalement élevés, très faible teneur en carbone organique d'un grand nombre des échantillons datés, inversion des âges dans les carottes, et possibilité que du carbone organique ancien ait été incorporé aux échantillons. Il paraît préférable de se fier uniquement aux quelques dates obtenues sur des coquilles, qui nous indiquent un âge minimum d'environ 9 ka pour la déglaciation des régions côtières. À l'intérieur des terres, dans le bassin aval de la rivière George, une datation de 6815 $\pm$ 125 BP (SI-1959; Short, 1981) nous indique peut-être l'âge minimum des époques de déglaciation et de la vidange du Lac glaciaire Naskaupi. Des moraines abandonnées et des zones de lichens morts bordant les cirques glaciaires actuels, ainsi que des cirques sans glaciers, témoignent de l'expansion néoglaciaire des glaciers dans les monts Torngat (McCoy, 1983; Clark, 1984a; Evans, 1984, Evans et Rogerson, 1986).

Centre et sud du Labrador

Les glaces du Secteur du Labrador ont progressé vers les côtes du centre et du sud du Labrador. Comme on l'a déjà mentionné, les régions sommitales des monts Mealy et un vaste territoire du côté distal de la Moraine de Paradise n'ont peut-être pas été recouverts par l'Inlandsis laurentidien durant le Wisconsinien supérieur. Étant donné que les moraines latérales sont inclinées vers l'est, à la limite de ce qui semble être différentes zones d'altération, il est possible que les glaces du Wisconsinien supérieur aient seulement atteint une altitude de 710 à 555 m dans les monts Mealy au sud du lac Melville (Gray, 1969), de 500 à 300 m dans les monts Mealy au nord de la baie Sandwich, et de 275 à 122 m près du littoral est au sud-est de la baie Sandwich (Rogerson, 1977).

Durant la déglaciation, l'écoulement glaciaire était généralement dirigé vers le nord-est dans la région centrale du Labrador, vers l'est dans la région du lac Melville, et vers le sud-est dans le sud-est du Labrador. L'écoulement était en grande partie régi par la présence des monts Mealy qui scindaient l'écoulement, et par le lac Melville, dans lequel existait peut-être une baie de vêlage (Fulton et Hodgson, 1979). De grandes moraines frontales se sont édifiées durant la phase de retrait. Si les glaces laurentidiennes ont recouvert toute la partie sud-est du Labrador et se sont fusionnées avec la Calotte glaciaire de Terre-Neuve, les moraines de Bradore et de Belles-Amours (D.R. Grant, non publié; fig. 3-47) sont probablement des moraines édifiées lors du retrait des glaciers du Wisconsinien supérieur. Par contre, si le sud-est du Labrador n'a pas été englacé alors, ces moraines sont sans doute plus anciennes et leur formation remonte peut-être à un stade du Wisconsinien moyen ou inférieur, et la Moraine de Paradise, située plus à l'ouest, représenterait le maximum stadiaire du Wisconsinien supérieur. Comme l'indiquent les figures 3-47 et 3-55a-f, de nombreuses moraines ont été formées lors du retrait glaciaire dans la région. La plus longue de celles-là est le Système morainique de Sebaskachu-Little Drunken (Blake, 1956; Fulton et Hodgson, 1979), qui fait apparemment partie du Système morainique de la Côte-Nord, tel que défini par Dubois et Dionne (1985). Plus tard, le retrait glaciaire vers le centre du Nouveau-Québec a été

largement marqué par l'édification de nombreux eskers et formes fuselées (fig. 3-39). Comme les eaux s'écoulaient en général librement vers l'Atlantique, aucun grand lac glaciaire n'a pu se former. Les rythmites observées dans le bassin de la rivière Naskaupi (Blake, 1956) et ailleurs (cartes des formation en surface réalisées par Fulton, 1986a,b et Fulton et al., 1979-1981) sont peut-être des rythmites marines déposées dans des estuaires de faible salinité.

Les eaux de l'Atlantique ont submergé les régions côtières isostatiquement déprimées du centre et du sud du Labrador durant la période de déglaciation. La limite marine a été tracée par R.J. Fulton (Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1984); elle est indiquée à la figure 3-47. Sur le littoral, au nord du détroit de Belle Isle, cette limite a peut-être atteint 150 m (D.R. Grant, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1985), 113 m entre la baie Sandwich et le lac Melville (Rogerson, 1977) et 80 à 85 m au nord-est du lac Melville (Hodgson et Fulton, 1972). Dans la région du lac Melville, l'altitude de la limite marine remonte progressivement vers l'intérieur de terres, passant d'environ 75 m sur le littoral externe à 150 m à l'ouest du lac (Fitzhugh, 1973).

Fondées sur quelques datations au ^{14}C et sur la position des principales moraines, les cartes paléogéographiques (fig. 3-55a-f) nous permettent de réaliser une reconstitution simple de la déglaciation. D'après les datations au ^{14}C faites sur des coquilles, la région située au nord du détroit de Belle Isle était déglacée dès 10 900 ± 140 BP (GSC-2825) ou avant, la région littorale à l'est de la rivière Kanairiktok dès 10 275 ± 225 BP (GX-6345), le centre du lac Melville dès 7 970 ± 90 BP (TO-200) et l'extrémité ouest du lac Melville dès 7 600 ± 100 BP (GSC-2970) (tableau 3-6). D'après les âges ^{14}C obtenus sur des carottes lacustres, la région située au sud de la rivière Alexis était déglacée dès 10 400 ± 140 BP (GSC-3022) ou avant. Des âges de 9 640 ± 170 BP (GSC-3067), 10 550 ± 290 BP (SI-3139) et 10 240 ± 1 240 BP (SI-1737) obtenus sur des sédiments lacustres, nous donnent les âges minimums de la déglaciation dans la région amont de la rivière St. Paul, dans le sud des monts Mealy, et dans l'extrémité est du lac Melville, respectivement, ainsi que l'âge minimum de l'édification de la Moraine de Paradise. Plus loin à l'intérieur des terres, un âge de 6 460 ± 200 BP (GSC-1592) sur de la tourbe donne l'âge minimum de la déglaciation de la région amont de la rivière Churchill, un âge de 6 500 ± 100 BP (GSC-3241) sur des sédiments lacustres donne l'âge minimum de la déglaciation dans la partie amont du bassin de la rivière Harp au centre du Labrador.

Côte-Nord

On connaît relativement bien l'évolution quaternaire de la frange côtière au nord du golfe du Saint-Laurent entre l'embouchure du Saguenay et la frontière entre le Québec et le Labrador, mais l'on dispose de peu d'informations sur les régions situées plus loin à l'intérieur des terres.

Durant le Wisconsinien supérieur, les glaces du Secteur du Labrador progressant vers le sud ont recouvert la Côte-Nord et gagné le golfe du Saint-Laurent (voir Grant, 1989), sans apparemment déborder sur la pointe est de l'île d'Anticosti (Gratton et al., 1984). Les glaces se sont généralement retirées vers le nord-ouest durant la déglaciation (fig. 3-55a-f). L'extrémité est de la Côte-Nord et la pointe de la région de Baie-Trinité ont probablement été les premières régions déglacées. Des moraines se sont déposées dans la région de Baie-Trinité entre 13,5 et 9 ka BP (Dredge, 1976b, 1983b). Les Moraines de Baie-Trinité sont mises en corrélation avec les moraines de Paradise et de Saint-Narcisse, toutes deux âgées d'environ 11 ka (fig. 3-52, 3-55b).

La submersion marine (fig. 3-47) de la région du golfe du Saint-Laurent à l'est de Québec (Gadd, 1964, p. 1253) a donné naissance à la Mer de Goldthwait, ainsi nommée par Elson (1969); on peut trouver surtout dans les travaux de Dionne (1977), Hillaire-Marcel (1979) et Dubois (1980) des détails sur l'évolution de cette mer au Québec. On trouve dans l'ouvrage de Dubois et al. (1984) des cartes indiquant l'extension de la submersion marine. La limite marine varie entre 150 m dans la région frontalière entre le Québec et le Labrador (Boutray et Hillaire-Marcel, 1977) et 130 m et 122 m dans les régions de la rivière Mécatina et de la rivière Natashquan, respectivement (Dubois et al., 1984). Plus à l'ouest dans la région comprise entre la rivière Romaine et la rivière Moisie, elle se situe entre 128 et 131 m (Dubois, 1977, 1980), dans la région comprise entre la rivière Moisie et Baie-Trinité, entre 100 et 130 m (Dredge, 1976a, 1983b), dans la région de la rivière Manicouagan, entre 138 et 145 m (J.-M. Dubois, Université de Sherbrooke, communication personnelle, 1985), et finalement, près de l'embouchure du Saguenay, à environ 167 m d'altitude (J.-M. Dubois, communication personnelle, 1985).

La datation au ^{14}C de coquilles marines nous donne la meilleure évaluation possible de l'âge minimum de la déglaciation sur la Côte-Nord. Outre l'âge de 10 900 ± 140 BP (GSC-2825) obtenu au Labrador près de la frontière avec le Québec, les âges les plus fiables sont ceux de la région située à l'ouest de la rivière Romaine (10 230 ± 180 BP, Gif-3770), de la région de la rivière Moisie (9 140 ± 200, GSC-1337), et de la région de la rivière Manicouagan (9 970 ± 130, QU-574). Trois datations au ^{14}C comprises entre 10 et 10,6 ka, obtenues par Tremblay dans la région de la rivière Moisie, sont erronées, puisqu'une nouvelle datation des échantillons a donné des âges de 1 000 ans de moins (Dubois, 1980).

Quand les glaces se sont retirées plus loin au nord sur le Bouclier canadien, la Moraine de la Côte-Nord (Dubois et Dionne, 1985), qui a plus de 800 km de long, s'est déposée dans des secteurs généralement compris entre 200 m et 400 m d'altitude (fig. 3-47, 3-48). Elle s'étend de la rivière Manicouagan jusqu'au sud du lac Melville au Labrador (Dubois, 1979, 1980; Fulton et Hodgson, 1979). Ce système morainique comprend des tronçons dans la région de la rivière Manicougan (Sauvé et LaSalle, 1968), à l'ouest de la rivière Moisie (Moraine du lac Daigle, définie par Dredge, 1976b, 1983b), dans la région comprise entre la rivière Moisie et la rivière Romaine (Moraine de Manitou-Matamec, définie par Dubois, 1976, 1977, 1979, 1980), et dans la région comprise entre la rivière Natashquan et le sud du lac Melville (Moraine de Little Drunken, définie par Fulton et Hodgson, 1979, et Moraine d'Aguanus-Kenamiou, définie par Dionne et Dubois, 1980). Dubois et Dionne (1985) considèrent que la moraine représente une halte de l'inlandsis durant une phase climatique plus froide. Selon une autre théorie, il s'agirait d'une moraine de ré-équilibre (Andrews, 1973; Hillaire-Marcel et al., 1981), qui s'est édifiée à mesure que les glaces trouvaient un nouveau profil d'équilibre après leur retrait sur la terre

ferme à partir d'une importante dépression topographique (le golfe du Saint-Laurent), où le vêlage avait pu favoriser un retrait rapide. L'âge de la moraine est incertain. La Mer de Goldthwait n'était en contact avec la moraine que localement dans les régions de la rivière Moisie et de la rivière Manicouagan. D'après le contexte paléogéographique imposé par les âges ^{14}C de coquilles provenant de la Mer de Goldthwait, Dubois (1980) et Dubois et Dionne (1985) ont suggéré un âge compris entre 9,5 et 9,7 ka.

La marge glaciaire s'est retirée vers le nord et le nord-ouest à partir de la Moraine de la Côte-Nord en direction du centre du Nouveau-Québec, laissant des eskers et des formes fuselées (fig. 3-39). Les rythmites présentes dans les vallées se sont soit déposées dans des lacs glaciaires retenus par la glace ou par contact glaciaire (Dubois, 1980), ou plus probablement dans les estuaires faiblement salins de la Mer de Goldthwait qui pénétrait dans les vallées. Selon Dubois (1980), dans la région de la moyenne Côte-Nord, la Mer de Goldthwait avait atteint sa limite intérieure (128-131 m) vers 9,5 ka, et s'était retirée jusqu'à 106 m dès 9,1 ka, jusqu'à 75-76 m dès 7,7 ka, jusqu'à 45-46 m dès 7,2 ka, et jusqu'à 15 m dès 5,2 ka. À l'intérieur des terres, le plus vieil âge ^{14}C donnant un âge minimum de la déglaciation (6 510 ± 110 BP, GSC-3615), a été obtenu sur une carotte de sédiments lacustres dans la région amont de la rivière Moisie (King, 1985).

Région du lac Saint-Jean

Généralement, les glaces du Secteur du Labrador s'écoulant vers le sud ont recouvert toute la région et se sont étendues au sud du golfe du Saint-Laurent. Tremblay (1971), Dionne (1973) et LaSalle et Tremblay (1978) ont démontré que les glaces s'écoulaient dans une direction sud sauf le long du Saguenay, où l'écoulement était généralement dirigé vers le sud-est, suivant l'axe de la vallée (fig. 3-39). À mesure que les glaces se retiraient des hautes terres au sud du lac Saint-Jean, de petits lacs de barrage glaciaires se sont formés et des moraines de De Geer ont été mises en place (LaSalle et Tremblay, 1978). Un lobe glaciaire tardif a occupé la dépression du lac Saint-Jean, et des matériaux de contact glaciaire se sont déposés sur sa marge en retrait (LaSalle et al., 1977a; LaSalle et Tremblay, 1978; fig. 3-55c). On a attribué certains de ces dépôts, tels ceux situés du côté sud du lac Saint-Jean, à la « pause de Metabetchouane », définie par LaSalle et al. (1977a); on doit considérer ces dépôts comme des moraines frontales.

À mesure que les glaces se retiraient vers le nord-ouest, remontant la vallée du Saguenay et le bassin du lac Saint-Jean, les eaux marines du golfe du Saint-Laurent ont gagné les terrains bas nouvellement déglacés. Laverdière et Mailloux (1956) ont donné à ce bras de la Mer de Goldthwait le nom de « Mer de Laflamme ». La limite marine se situe à 167 m (J.-M. Dubois, Université de Sherbrooke, communication personnelle, 1985) à l'embouchure du Saguenay, et à environ 167 m au sud et 198 m au nord du lac Saint-Jean (LaSalle et Tremblay, 1978). Les dates minimums « les plus anciennes » obtenues pour la transgression marine et la déglaciation sont 10 400 ± 150 BP (I-5922) à l'embouchure du Saguenay et 10 250 ± 350 BP (Gif-424) au sud du lac Saint-Jean. Après la déglaciation du bassin du lac Saint-Jean, les glaces se sont retirées vers le nord, abandonnant de nombreux eskers et formes fuselées (fig. 3-39, 3-55d,e,f).

Hautes terres occidentales des Laurentides

Les hautes terres des Laurentides s'étendent au nord du fleuve Saint-Laurent et de la rivière des Outaouais, entre le fleuve Saguenay et le lac Témiscamingue. On n'étudiera ici que les épisodes relatifs à la déglaciation de la région située au nord de la Moraine de Saint-Narcisse (fig. 3-47). Les épisodes ayant précédé et accompagné l'édification de la moraine ont été étudiés par Parent et Occhietti (1988) et Occhietti (1989).

Durant les phases d'avancée et de retrait, l'écoulement glaciaire était contrôlé par la topographie, qui canalisait l'écoulement glaciaire vers les régions basses centrées sur le bassin de la rivière Saint-Maurice et les bassins des rivières Petite Nation, du Lièvre, Gatineau et Coulonge. Les sédiments caractéristiques de la phase de déglaciation sont de courts tronçons de moraines frontales, des dépôts juxtaglaciaires isolés et des épandages fluvioglaciaires (Parry, 1963; Hardy, 1970; Denis, 1974; Lamothe, 1977; Pagé, 1977; Tremblay, 1977; Occhietti, 1980). Dans cette région de relief modéré, les sommets les plus élevés ont été les premiers reliefs libres de glaces; c'est ainsi que par endroits sont apparus de petits lacs glaciaires isolés, perchés sur les flancs de collines élevées, et endigués par les glaces qui occupaient encore les dépressions. Laverdière et Courtemanche (1960), Parry (1963), Lamothe (1977) et Pagé (1977) ont décrit en détail ces lacs. Ce style de déglaciation a aussi engendré une topographie typique de kames et kettles dans la région du lac Maskinongé, où une masse glaciaire résiduelle s'est désintégrée (Denis, 1974). Les terrains de till fuselé et les vastes complexes d'eskers ne sont pas aussi communs qu'ailleurs dans la partie sud-est du Bouclier canadien.

À mesure que les glaces se retiraient au nord de la Moraine de Saint-Narcisse, la Mer de Champlain, qui avait déjà inondé le bassin du Saint-Laurent isostatiquement déprimé par les glaces, envahissait les parties inférieures des grandes vallées approximativement situées entre les rivière Saint-Anne et Ouareau, dans la vallée de la rivière Petite Nation, et dans les bassins hydrographiques des rivières du Lièvre et Gatineau (fig. 3-47). La limite marine, sur le littoral nord de la Mer de Champlain, se situe à environ 192 m à l'extrémité ouest du bassin (R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1984), à 200 m dans la vallée de la rivière Petite Nation (Richard, 1980b), à 235 m au nord de Montréal (Lamothe, 1977; Pagé, 1977), et à 200 m dans la vallée du Saint-Maurice (S. Occhietti, Université du Québec à Montréal, communication personnelle, 1984). On rencontre dans les parties supérieures de la vallée du Saint-Maurice (Occhietti, 1980), ainsi que dans les vallées de la Gatineau et du Lièvre, des dépôts stratifiés d'origine incertaine (sédiments marins, sédiments d'estuaire ou sédiments déposés en eaux douces). Selon l'interprétation initiale de Wilson (1924), les sédiments stratifiés présents dans ces dernières vallées seraient des sédiments de la Mer de Champlain. Gadd (1972), surtout en raison de la présence de rythmites, a suggéré que ces vallées étaient occupées par un lac glaciaire. Dadswell (1974) a utilisé la distribution des crustacés actuels pour définir un ancien plan d'eau relié à la Mer de Champlain, qui s'étendait jusqu'au nord du lac Baskatong. Il n'existe pas de seuil ou de barrage morainique qui auraient pu créer un lac d'une telle étendue, mais un gauchissement isostatique vers le nord de 0,4 m/km aurait suffi à agrandir la Mer de Cham-

plain et faire passer sa limite qui était de 210 m près d'Ottawa à la limite supérieure du plan d'eau, c'est-à-dire 274 m, au nord du lac Baskatong (fig. 3-47). Les rythmites se sont donc probablement déposées dans un estuaire marin et non dans un lac glaciaire.

D'après les âges ^{14}C de coquilles provenant de la Mer de Champlain et de la Mer de Goldthwait, la bordure sud des Laurentides était libre de glaces dès au moins 12 400 ± 160 BP (GSC-1533) dans la région de Québec, et peut-être déjà dès 12 200 ± 160 BP (GSC-1646) ou 11 900 ± 160 BP (GSC-1772) dans la partie inférieure de la vallée de la rivière Gatineau (Romanelli, 1975; Parent et Occhietti, 1988; Occhietti, 1989). Les âges ^{14}C de plusieurs échantillons de coquilles provenant de la Mer de Goldthwait, sont compris entre 11 ka et 12 ka dans la région située à l'est de Québec. De même, la datation de plusieurs échantillons de coquilles provenant de la Mer de Champlain a indiqué cette gamme d'âges, entre Montréal et l'extrémité ouest du bassin. Toutefois, entre Montréal et Québec, l'âge le plus ancien obtenu pour des coquilles est de 10 300 ± 100 BP (GSC-2101). Cette répartition inhabituelle des âges ^{14}C a amené Hillaire-Marcel (1981) à remettre en question la validité des âges anciens obtenus près d'Ottawa, et a également, dans une certaine mesure, incité Gadd (1980) à proposer une hypothèse selon laquelle la déglaciation du bassin ouest de la Mer de Champlain était contrôlée par le développement d'une baie de vêlage. La chronologie de la déglaciation, dans la région adjacente du lac Saint-Jean et dans la région amont de la rivière des Outaouais, indique que les Laurentides étaient complètement libres de glaces dès 10 ka.

Bassin amont de la rivière des Outaouais

Durant le Wisconsinien supérieur, les glaces du Secteur du Labrador se sont écoulées dans une direction sud à sud-ouest à travers le bassin amont de la rivière des Outaouais (Veillette, 1983a, 1986a). Durant la déglaciation, l'écoulement glaciaire était complexe, en raison de la scission de deux grandes masses glaciaires le long de la Moraine interlobaire d'Harricana (fig. 3-47). Au sud de la ligne de partage des eaux baie d'Hudson-Saint-Laurent, la moraine a été cartographiée et identifiée principalement d'après les indicateurs d'écoulement glaciaire par Veillette (1983b, 1986a), qui affirme que la Moraine du lac McConnell (Boissonneau, 1968) au sud-ouest du lac Témiscamingue, et « l'esker » de Boulter et d'autres vastes dépôts fluvioglaciaires (Chapman, 1975) allant du sud de North Bay aux abords du lac Simcoe, constituent un prolongement de la Moraine d'Harricana. Vincent et Hardy (1979) ont déduit des directions régionales d'écoulement glaciaire, l'existence d'un prolongement similaire de la zone interlobaire jusqu'à North Bay.

Initialement, les glaces se sont retirées dans une direction nord-nord-est, mais dans la partie nord-ouest de la région, elles se sont retirées vers le nord-ouest. La région située au nord-est de Témiscaming et au nord-ouest, en direction du lac Témiscamingue, a été la première a être déglacée (Veillette, 1983b, 1986a, 1988). Plus tard, un lobe de glace a occupé la dépression profonde du nord du lac Témiscamingue. La Moraine de Laverlochère (Veillette, 1983a,b, 1986a, 1988) s'est édifiée en bordure de ce lobe (fig. 3-47). À l'ouest de la Moraine interlobaire d'Harricana et au nord du lac Témiscamingue, mais au sud de la ligne de partage des eaux, s'est formée la Moraine de Roulier (fig. 3-47; Vincent et Hardy, 1977, 1979) par suite d'une halte du front glaciaire ou de l'édification d'une moraine de ré-équilibre, au moment où les glaces se sont arrêtées en marge de terrains plus élevés, presque au niveau des terres émergées, après leur retrait dans un bassin glaciolacustre (Hillaire-Marcel et al., 1981).

Les lacs glaciaires talonnaient la marge glaciaire dans les régions basses de l'ouest et du nord (Vincent et Hardy, 1977, 1979; Veillette, 1983b, 1988). On estime que la phase glaciaire la plus ancienne était associée à l'expansion vers le nord-est du lac glaciaire post-Algonquin à partir du bassin des Grands Lacs (Harrison, 1972). Il est possible que durant la Phase de Sheguiandah et certainement durant celle de Korah, le lac ait encore été endigué par des masses glaciaires dans le tronçon inférieur de la rivière des Outaouais, dans la région de Mattawa, et se soit prolongé au nord-est de Témiscaming dans un rentrant du front glaciaire, le long de la Moraine interlobaire d'Harricana et du côté ouest de la rivière des Outaouais jusqu'au lac Témiscamingue (Vincent et Hardy, 1977, 1979; Veillette, 1988; fig. 3-57a). Lorsque les glaces se sont retirées de la vallée de l'Outaouais, à l'est de Mattawa, le niveau d'eau s'est abaissé et le Lac glaciaire Barlow (Wilson, 1918) a occupé le bassin du lac Témiscamingue. Tout d'abord, le Lac glaciaire Barlow était endigué par un barrage morainique à Deux-Rivières (Phase d'Aylen), et plus tard, en raison du relèvement isostatique différentiel, il était endigué par un seuil rocheux et morainique à Témiscaming (Phase de Témiscaming, fig. 3-57b; Vincent et Hardy, 1979). À l'ouest de la Moraine interlobaire d'Harricana, l'altitude plus élevée des niveaux maximums des plans d'eau indique que la région située à l'ouest de la moraine a été la première libérée des glaces. Dans la région située à l'est du lac Témiscamingue, le niveau maximum du Lac glaciaire Barlow se situait à environ 300 m, et au nord- est, allait jusqu'à environ 380 m à proximité du bassin-versant actuel de la baie d'Hudson, là où la Moraine d'Harricana le traverse (Veillette, 1988). Le gauchissement vers le nord-est des plans d'eau du Lac glaciaire Barlow suggère que les glaces étaient plus épaisses au Nouveau-Québec que dans la baie d'Hudson (Hillaire-Marcel et al., 1980).

Les datations de carottes lacustres nous donnent de nombreuses valeurs de l'âge minimum de la déglaciation. Dans la région située à l'est de Témiscaming, les âges de 10 400 ± 200 BP (GSC-3460) et 10 100 ± 180 BP (GSC-3467) représentent les meilleures estimations de l'âge de la déglaciation du rentrant de la Moraine interlobaire d'Harricana (Veillette, 1988).

Enclave argileuse du Québec/région de la baie James

Durant la déglaciation, les Glaces du Labrador qui avançaient vers le sud-ouest et les Glaces d'Hudson qui avançaient vers le sud-est se sont scindées dans l'axe de la Moraine interlobaire d'Harricana. Cette moraine, ainsi nommée par Hardy (1976; fig. 3-47), initialement identifiée par Low (1888) comme une moraine frontale, et par Wilson (1938) comme « une moraine située entre deux inlandsis » a été étudiée par L.P. Tremblay (1950), Allard (1974), G. Tremblay (1974), Hardy (1976, 1977, 1982b) et Veillette (1982, 1983a,b, 1986a, 1988). Les deux derniers auteurs ont soigneusement documenté les deux écoulements glaciaires convergents.

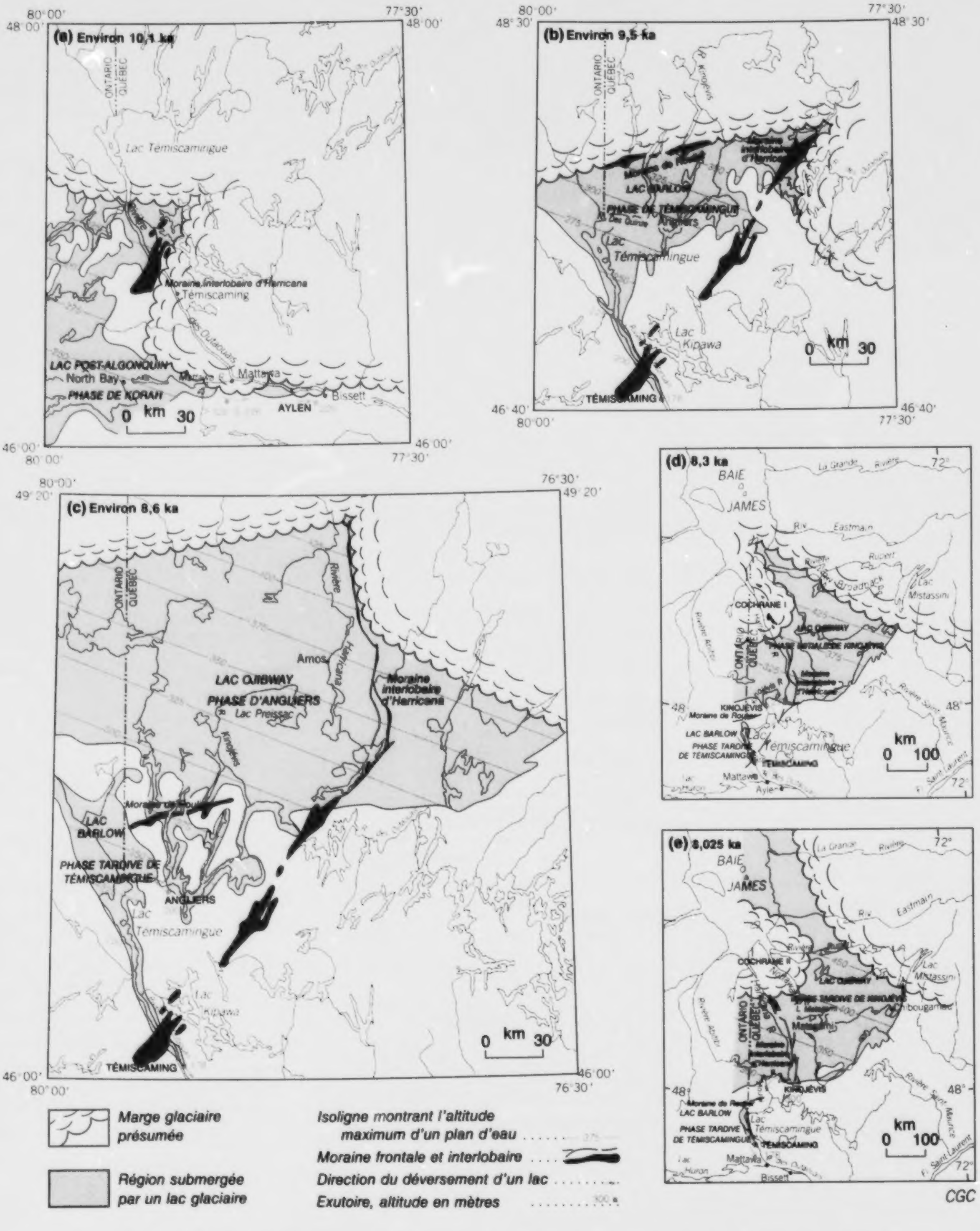


Figure 3.57. Cartes paléogéographiques montrant les positions successives des fronts glaciaires et l'extension des plans d'eau durant les diverses phases des lacs glaciaires post-Algonquin, Barlow et Ojibway, dans la partie occidentale du sud-est du Bouclier canadien (d'après Vincent et Hardy, 1979).

Durant la déglaciation, à l'est de la Moraine interlobaire d'Harricana, les glaces se sont écoulées vers le sud-sud-ouest près de la ligne de partage des eaux, et se sont progressivement tournées vers l'ouest jusqu'à prendre une direction ouest bien définie dans la région au nord de La Grande Rivière (Fig. 3-39; Hardy, 1976). À proximité de la moraine interlobaire, l'écoulement glaciaire a été partout détourné vers le sud, et dans de nombreuses régions, les glaces s'écoulaient parallèlement à l'axe de la moraine. Dans la région de La Grande Rivière, le recoupement des drumlins et des stries (Lee et al., 1960) indique que les Glaces du Labrador ont adopté une direction plus proche de l'ouest après la séparation des masses glaciaires (Vincent, 1977). Veillette (1986a) a exposé très en détail l'écoulement tardiglaciaire vers le sud-est dans la région située à l'ouest de la Moraine interlobaire de Harricana, en Abitibi et dans la région du lac Témiscamingue.

À mesure que se retiraient les glaces du Labrador et d'Hudson, le Lac glaciaire Ojibway (Coleman, 1909) s'est formé par endiguement des eaux entre le front glaciaire au nord et la ligne de partage des eaux au sud (fig. 3-47). Vincent et Hardy (1977, 1979) ont étudié en détail l'extension et l'évolution de ce lac au Québec. La limite lacustre maximale s'élève vers le nord depuis environ 380 m au niveau de la ligne de partage des eaux jusqu'à plus de 450 m dans la région interfluviale entre la rivière Rupert et la rivière Broadback. La profondeur maximale du lac Ojibway dépassait 500 m sur la côte est de la baie James. Les eaux glaciolacustres ont inondé les basses terres situées à l'est de la baie James jusqu'à la Moraine de Sakami (Hardy, 1976), et au nord jusqu'à proximité de l'est de Kuujjuarapik (Hillaire-Marcel, 1976; Fig. 3-57e). Le Lac Ojibway s'est séparé du Lac Barlow lorsque a émergé le seuil d'Angliers à l'est de l'extrémité amont du lac Témiscamingue (Vincent et Hardy, 1977, 1979; Phase d'Angliers, Fig. 3-57c). Ce seuil était alors le point le plus bas de la ligne de partage hydrographique baie d'Hudson-Saint-Laurent, qui s'est déplacée vers le sud par basculement isostatique de la croûte. En raison du soulèvement différentiel, le seuil de l'exutoire a migré vers le nord en suivant la rivière Kinojévis (Phase initiale de Kinojévis, Fig. 3-57d) jusqu'à atteindre le point le plus bas et le plus septentrional de la ligne actuelle de partage des bassins hydrographiques à l'amont des rivières Kinojévis et Harricana (Phase tardive de Kinojévis, Fig. 3-57e). Les eaux glaciolacustres ont en débordant creusé de grands chenaux sur la ligne de partage, et profondément et largement entaillé la vallée de la rivière Kinojévis.

De vastes champs de moraines de De Geer se sont édifiés dans le Lac glaciaire Ojibway (Mawdsley, 1936; Norman, 1938; Shaw, 1944; Ignatius, 1958). Norman (1938) a calculé que le taux de retrait du front glaciaire s'élevait à 173-239 m/an.

On a établi pour les lacs Barlow et Ojibway une chronologie basée sur les varves. Antevs (1925) a compté 2 027 varves commençant par la varve 1 dans une coupe de long d'un cours d'eau au sud-ouest du lac Témiscamingue. Hughes (1965) a confirmé l'exactitude des parties supérieures des diagrammes des varves établis par Antevs, dans l'Enclave argileuse de l'Ontario, et ajouté 58 varves à la séquence. Hardy (1976) a corrélé environ 625 varves des basses terres de la baie James au Québec avec la séquence définie par Hughes, et ajouté 25 varves qui témoignent de l'extension le plus loin au nord et au nord-est du lac Ojibway. La séquence varvée de Hardy se prolonge jusqu'à l'époque de la vidange finale du lac dans la Mer de Tyrrell. Cette chronologie basée sur les varves indique qu'au total, 2 110 ans se sont écoulés entre le dépôt de la varve 1 au sud-ouest du lac Témiscamingue et la vidange des eaux du lac Ojibway. En se basant sur ces résultats, Hardy (1976) a calculé que le taux de retrait du front glaciaire a augmenté d'environ 320 m/an au sud-est de la baie James jusqu'à peut-être 900 m/an dans la région de La Grande Rivière dans le profond bassin lacustre, immédiatement avant la vidange de ce bassin.

Comme en Ontario (Prest, 1970; ce chapitre, Dredge et Cowan, 1989), des crues tardiglaciaires sont survenues dans le Lac glaciaire Ojibway. Hardy (1976) a décrit trois crues glaciaires de « Cochrane » dans les basses terres du sud-est de la baie James. Il a basé sa reconstruction des crues sur: (1) la cartographie de l'étendue du till de Cochrane, argileux et fortement carbonaté; (2) les mesures des indicateurs d'écoulement glaciaire résultant de chaque déplacement; (3) l'étude de coupes dans lesquelles les tills de Cochrane sont interstratifiés avec les sédiments du lac Ojibway; et (4) l'étude de l'effet des crues glaciaires de Cochrane sur la sédimentologie des varves. Ces travaux lui ont permis de reconstituer les profils glaciaires en indiquant précisément où les glaces étaient ancrées ou flottaient dans le bassin lacustre. L'extension des glaces durant la crue du Cochrane I est indiquée à la figure 3-57d, et leur extension durant la crue du Cochrane II, à la figure 3-57e. Une troisième crue, intermédiaire entre les crues du Cochrane I et II, a été nommée crue de Rupert. Ces crues avaient leur origine au nord-ouest et étaient donc issues des Glaces d'Hudson. La crue du Cochrane I telle que définie par Hardy (1976) au Québec est probablement légèrement plus récente que la crue du Cochrane I telle que définie par Prest (1970) en Ontario. Durant le Cochrane I et II, les varves du lac Ojibway sont devenues plus grossières, plus épaisses (sous l'effet de la progression des glaces) et plus riches en carbonates (sous l'effet du passage des glaces au-dessus des strates paléozoïques du sud et du sud-est de la baie James) (Hardy, 1976). Les crues maximums du Cochrane I et II ont eu lieu respectivement 300 ans (année varvaire 1810, corrélable avec la séquence varvée de Frederick House telle que définie par Hughes (1965)) et 75 ans (année varvaire 2035, corrélable avec la séquence varvée de Connaught, telle que définie par Hughes (1965)) avant la vidange du Lac glaciaire Ojibway. On peut entièrement attribuer les variations sédimentologiques des varves à l'effet des crues. Il n'est donc pas nécessaire d'invoquer une fluctuation des niveaux lacustres, comme l'avait suggéré Hughes (1965), ou diverses phases lacustres telles que celles des lacs Antevs et Opemiska, suggérées par Prest (1970).

Après le retrait des Glaces du Labrador jusqu'à la position approximative de la Moraine de Sakami, les eaux du détroit d'Hudson se sont introduites dans la baie d'Hudson et la baie James, et ont inondé les basses terres isostatiquement déprimées. L'ouverture aux eaux marines a entraîné la vidange du Lac glaciaire Ojibway et la formation de la Moraine de Sakami (Hardy, 1976). Cette moraine est une importante structure qui s'étend sur une distance de 630 km, des environs de Kuujjuarapik sur le littoral sud-est de la baie d'Hudson jusqu'au sud du lac Mistassini (fig. 3-47). Hardy (1976) a montré que la Moraine de Sakami correspondait à la position des Glaces du Labrador à l'époque où le Lac Ojibway s'est vidangé, et où la mer postglaciaire, appelée Mer de Tyrrell par Lee (1960), a submergé

les régions littorales. Hillaire-Marcel et al. (1981) ont interprété la Moraine de Sakami comme étant une moraine de ré-équilibre, c'est-à-dire une moraine qui s'est formée par stabilisation du front glaciaire alors que s'ancrait le glacier, qui avait auparavant vêlé et flotté partiellement dans un bassin d'eau profonde. Les glaces n'ont pas recommencé à se retirer avant que ne soit rétabli de nouveau un profil d'équilibre. Il est possible que localement, les glaces aient réavancé. La vidange du Lac glaciaire Ojibway a provoqué dans la région du lac Mistassini une légère réavancée glaciaire (Bouchard, 1980), antérieurement dénommée avancée de Waconichi par DiLabio (1981). Sans doute, la vidange du Lac Ojibway et la submersion du territoire par la Mer de Tyrrell ont constitué un événement catastrophique; celui-ci est enregistré dans des coupes, où les varves du lac Ojibway postérieures au Cochrane II sont recouvertes par un mince diamicton contenant des débris carbonatés, qui marque l'horizon de vidange du lac, et par des argiles marines fossilifères (Hardy, 1976). Cette séquence est semblable à celle décrite par Skinner (1973) dans les basses terres de la baie d'Hudson en Ontario. Selon Skinner, le diamicton serait le résultat d'un courant de densité soudain et de grande envergure. Les collines les plus hautes du bassin du lac Ojibway témoignent aussi de la vidange apparemment soudaine du lac; sur ces collines, il existe à la fois une limite supérieure et une limite inférieure de délavage par les vagues (Norman, 1939; Hardy, 1976). Sous la limite inférieure de délavage, on ne trouve aucune ligne de rivage, le niveau du lac s'étant trop rapidement abaissé pour qu'elles puissent se former. La limite inférieure de délavage constitue une longue ligne de rivage synchrone maintenant inclinée, et nous offre d'excellentes possibilités de mesurer l'importance du renivellement accompli depuis sa formation.

La Mer de Tyrrell a talonné le front glaciaire après l'édification de la Moraine de Sakami. La limite marine se situe à environ 198 m dans la partie sud du bassin (Hardy, 1976) et s'élève vers le nord jusqu'à la région de Kuujjuarapik, où elle atteint une altitude de 315 m (Hillaire-Marcel, 1976). Aux environs de La Grande Rivière, la limite marine diminue vers l'est, à partir de presque 270 m dans la région immédiatement à l'est de la Moraine de Sakami, jusqu'à 246 m plus loin en amont de la rivière (Vincent, 1977). De vastes séries de moraines de De Geer, dont un grand nombre recouvrent les drumlins et les eskers, se sont déposées à l'est de la Moraine de Sakami (fig. 3-46). Le taux de retrait glaciaire était en moyenne de 217 m/an (Vincent, 1977). Dans la région du lac Mistassini, un lac glaciaire relativement peu profond, nommé Lac Mattawaskin par Bouchard (1986) a suivi le retrait du front glaciaire (Fig. 3-55e). Les eaux lacustres se sont tout d'abord déversées par la rivière Broadback, puis par la rivière Rupert et la rivière Eastmain, à mesure que des exutoires plus bas étaient déglacés (Vincent et Hardy, 1977, 1979; Bouchard, 1980, 1986). On a estimé que les taux de retrait glaciaire dans ce bassin lacustre variaient de 220 à 260 m/an (Bouchard, 1980).

Le cadre chronologique du Quaternaire supérieur, appliqué à l'Enclave argileuse du Québec et à la région au sud-est et à l'est de la baie James, est basé sur l'âge que l'on attribue à la Moraine de Sakami. Des coquilles recueillies dans des argiles couvrant le flanc proximal de la Moraine de Sakami ont été datées à 7 880 ± 160 BP (QU-122). Cette datation a permis à Hardy (1976) d'attribuer un âge de 7,9 ka ou légèrement plus ancien à la moraine. Hillaire-Marcel (1976) a attribué un âge maximum de 8,1-8,0 ka à cette moraine d'après un âge de 8 230 ± 135 BP (I-8363) (ajusté à 8,1-8,0 ka pour tenir compte du fractionnement isotopique) obtenu sur des concrétions provenant d'argiles du Lac Ojibway, étroitement associées à la formation de la moraine près de Kuujjuarapik. L'âge approximatif d'environ 8,0 ka attribué à la Moraine de Sakami (donc aussi à la vidange du Lac glaciaire Ojibway et à l'incursion de la Mer de Tyrrell) concorde bien avec l'âge proposé relativement à la vidange des lacs glaciaires Agassiz et Ojibway et à l'incursion de la Mer de Tyrrell du côté ouest de la baie d'Hudson (ce chapitre, Dyke et Dredge, 1989; Dredge et Cowan, 1989). En admettant que la Moraine de Sakami ait un âge de 8 000 ans, et en employant la chronologie basée sur les varves, on déduit que la région située à l'ouest du lac Témiscamingue a été déglacée vers 10 ka, et la ligne de partage des eaux à la limite du Québec et de l'Ontario, vers 9,2 ka; la crue du Cochrane I a atteint son maximum vers 8,3 ka, et la crue du Cochrane II il y a 8 025 ans BP. À l'est de la Moraine de Sakami, d'après la chronologie des moraines de De Geer (Vincent, 1977), la Mer de Tyrrell a atteint sa limite orientale dans la région de La Grande Rivière vers 7,5 ka. Plus loin à l'intérieur des terres, P.J.H. Richard (Université de Montréal, communication personnelle, 1984) a obtenu l'âge ^{14}C le plus ancien, soit 6 600 ± 100 BP (B-9516), sur un gyttja basal prélevé dans un lac de la région de la rivière Laforge.

Région à l'est de la baie d'Hudson

Les glaces du centre du Nouveau-Québec et de la péninsule d'Ungava se sont généralement écoulées vers l'ouest et le sud-ouest jusque dans la baie d'Hudson (Hillaire-Marcel, 1979, Gray et Lauriol, 1985). Cette direction d'écoulement glaciaire a aussi été notée dans les îles Belcher (Jackson, 1960). Dans les îles Ottawa, le dernier déplacement des glaces a eu lieu vers l'ouest-sud-ouest, mais Andrews et Falconer (1969) ont décrit un écoulement plus ancien vers le nord-est, associé par Dyke et al. (1983) aux Glaces d'Hudson.

Lorsque les Glaces du Labrador se sont finalement séparées des Glaces d'Hudson dans la baie d'Hudson, seules la région à l'ouest de la Moraine de Sakami dans la région de Kuujjuarapik et peut-être l'extrémité nord-ouest de la péninsule d'Ungava étaient déglacées (fig. 3-55.e). Étant donné la modification progressive des directions d'écoulement glaciaire, dont témoignent les stries observées dans les îles Ottawa, on suppose que le couloir de vidange du Lac glaciaire Ojibway et de pénétration de la Mer de Tyrrell se situait à l'ouest des îles (Andrews et Falconer, 1969).

À mesure que la marge glaciaire se retirait vers l'est, la Mer de Tyrrell inondait les nouvelles régions déglacées, et des séries de moraines de De Geer se sont édifiées devant le front glaciaire suivant une zone qui s'étendait vers le nord, d'Inukjuak jusqu'au sud d'Ivujivik. La limite marine s'abaisse vers le nord, d'environ 315 m sur le littoral sud-est de la baie d'Hudson, jusqu'à peut-être 105 m seulement à l'est de Povungnituk. À partir de là, elle s'élève vers le nord jusqu'à environ 170 m près du détroit d'Hudson (Gray et Lauriol, 1985). Comme dans la région à l'est de la baie James, la limite marine décline aussi vers l'intérieur des terres; elle passe de 248 m à 196 m le long de la rivière

Nastapoca (Allard et Seguin, 1985), et de 158 m dans les îles Ottawa (Andrews et Falconer, 1969) jusqu'à 105 m à l'est de Povungnituk (Gray et Lauriol, 1985) (fig. 3-47). Les taux de relèvement, tels que mesurés dans la région du lac Guillaume-Delisle (golfe de Richmond), étaient de 9,6-10 m/siècle à l'époque de la déglaciation (Allard et Seguin, 1985). Selon Hillaire-Marcel (1976), dès 7 ka, le taux de relèvement était de 6,5 m/siècle et a diminué de façon linéaire jusqu'aux taux actuels que l'on estime être de l'ordre de 1,1 m/siècle. Fairbridge et Hillaire-Marcel (1977) et Hillaire-Marcel et Fairbridge (1978) ont identifié un cycle de 45 ans dans les séries de plages de la région du lac Guillaume-Delisle; ils l'ont relié au « double cycle solaire de Hale » et en ont déduit une chronologie des cycles de tempêtes.

À l'est de la limite marine, les glaces ont continué à se retirer vers le centre de la péninsule d'Ungava au nord, ou vers le centre du Nouveau-Québec plus au sud. Au-delà de la limite de la Mer de Tyrrell, un lac glaciaire peu profond s'est formé dans la région du lac à l'Eau Claire entre un seuil soulevé situé à l'ouest du lac et le front glaciaire (Allard et Seguin, 1985; fig. 3-47, 3-55f). À la source de la rivière aux Mélèzes, le Lac glaciaire Minto s'est formé entre la ligne de partage des eaux de la baie d'Hudson et de la baie d'Ungava et le front glaciaire en recul (Lauriol, 1982; Lauriol et Gray, 1983; fig. 3-47, 3-55f).

Hillaire-Marcel (1976) a estimé à 8,1 ka l'époque de la déglaciation dans la région située à l'ouest de la Moraine de Sakami, dans la région de Kuujjuarapik. Dans la région de la rivière Nastapoca, les coquilles les plus anciennes, à 45 m au-dessous de la limite marine, ont été datées à 6 700 ± 100 BP (UQ-547). Les coquilles situées à 17 m au-dessous de la limite marine dans les îles Ottawa (Andrews et Falconer, 1969) ont été datées à 7 430 ± 180 BP (GSC-706), ce qui indiquerait une déglaciation plutôt tardive de l'ouest de l'Ungava. Les mêmes coquilles marines provenant de la région du cap Smith ont initialement été datées par la méthode du ^{14}C à 8 ka approximativement, et plus tard à 6,8 ka (Lauriol et Gray, 1987).

Péninsule d'Ungava

L'écoulement glaciaire vers le nord dans le sud de la baie d'Ungava à partir du centre du Nouveau-Québec, et l'écoulement vers la baie d'Hudson, l'ouest du détroit d'Hudson et l'ouest de la baie d'Ungava, à partir d'une ligne centrale de partage glaciaire, d'orientation nord-sud et située dans la péninsule d'Ungava, ont été documentés (Gray et Lauriol, 1985; Bouchard et Marcotte, 1986). Apparemment, les glaces s'écoulant vers l'ouest et le nord à partir de ce centre de dispersion, appelé centre de Payne par Bouchard et Marcotte (1986), se sont fusionnées avec les glaces qui s'écoulaient vers le nord-est dans la baie d'Hudson et vers l'est dans le détroit d'Hudson (l'écoulement en milieu marin a été déduit des travaux d'Andrews et Falconer, 1969; Shilts, 1980; Laymon, 1984; Gray et Lauriol, 1985).

Les extrémités nord-ouest et nord de la région ont été les premières déglacées (fig. 3-55e). Les eaux marines ont submergé le littoral de l'Ungava le long du détroit d'Hudson, où la limite de la submersion marine a généralement diminué d'ouest en est (170 m au cap Wolstenholme, Matthews, 1967; 138 m près de la baie Diana, Gray et al., 1980), et du nord au sud (170 m dans l'île Charles et 120 m à l'entrée de la baie Déception, Gray et Lauriol, 1985). On a estimé que vers 8 ka, les vitesses de relèvement étaient de 7,9 m/siècle (Matthews, 1967). Une certaine controverse règne quant à l'âge de la déglaciation de la côte sud du détroit d'Hudson. La plupart sont de l'avis que certaines régions étaient libres de glaces dès au moins 7 970 ± 250 BP (GSC-672), mais certains, sur la foi de trois datations « plus anciennes », supposent que la déglaciation est beaucoup plus ancienne. L'âge de 10 450 ± 250 BP (I-488; Matthews, 1966, 1967) pourrait bien être erroné, puisque des coquilles recueillies à la baie Déception par B. Lauriol (Université d'Ottawa, communication personnelle, 1985) à proximité immédiate du site où Matthews avait initialement prélevé des échantillons, ont été datées à 7 130 ± 100 BP (GSC-3947). Néanmoins, on a obtenu dans la région de la baie Déception deux autres datations, dont la plus ancienne est 9 800 ± 220 BP (Beta-11121) sur des coquilles de *Portlandia arctica* et *Nuculana minuta* recueillies in situ dans des sédiments glaciomarins recouvrant le till (Gray et Lauriol, 1985; Lauriol et Gray, 1987). Cela contredit les indices observés dans la péninsule Meta Incognita de l'île de Baffin, selon lesquels les glaces se seraient étendues jusqu'à l'entrée du détroit d'Hudson, jusque vers 8,6 ka ou plus tard (ce chapitre, Andrews, 1989). Selon Miller et al. (1988), une réavancée tardive des Glaces du Labrador à travers le détroit d'Hudson, entre 9 ka et 8,2 ka, pourrait expliquer la présence tardive des glaces dans le sud de l'île de Baffin. Alors que le front glaciaire continuait à se retirer à l'intérieur des terres dans la péninsule d'Ungava, des lacs de barrage glaciaire se sont formés entre le front glaciaire et les terrains plus élevés, à l'emplacement des lignes de partage hydrographiques baie d'Hudson/détroit d'Hudson et baie d'Hudson/baie d'Ungava (fig. 3-47; Prest et al., 1968; Prest, 1970). Parmi ces lacs, le mieux étudié est le Lac glaciaire Nantais (Lauriol et Gray, 1987; fig. 3-47).

Les glaces comblant la baie d'Ungava se sont retirées à la fois vers l'ouest en direction du centre de la péninsule d'Ungava, et vers le sud en direction du centre du Nouveau-Québec, peut-être grâce au développement d'une baie de vêlage de glaces. D'après l'âge ^{14}C de coquilles recueillies dans une carotte provenant du fond marin (9 120 ± 480 BP, GSC-2946), la déglaciation de l'est du détroit d'Hudson avait eu lieu vers 9,1 ka. La Mer D'Iberville (Laverdière et Bernard, 1969) a suivi le front glaciaire durant son retrait. Blake (1976), Gangloff et al. (1976), Lauriol et al. (1979), Gray et al. (1980), Lauriol (1982) et Gray et Lauriol (1985) ont présenté des comptes rendus détaillés de l'évolution du niveau marin dans ce secteur. Sur la côte ouest de la baie d'Ungava, la limite marine passe de 138 m près de la baie de Diana à 195 m dans le bassin hydrographique supérieur de la rivière aux Mélèzes (Gray et Lauriol, 1985). Sur l'île Akpatok, à 75 km au large, la limite marine est beaucoup plus basse (58-74 m; Løken, 1978). Plusieurs datations au ^{14}C de coquilles indiquent que la côte ouest de la baie d'Ungava était libre de glaces dès 7 ka (par ex.: 6 990 ± 150, I-9632; fig. 3.55e). Des plans d'eau qui s'étendaient loin à l'intérieur des terres dans la partie aval des vallées de la rivière aux Mélèzes (Gray et Lauriol, 1985) et de la rivière Caniapiscau (Drummond, 1965), et qui sont considérés comme étant des lacs glaciaires, étaient peut-être des estuaires saumâtres de la Mer D'Iverville.

Centre du Nouveau-Québec et ouest du Labrador

Depuis que Low (1896) a pour la première fois identifié la région centrale du Labrador et de la péninsule d'Ungava comme l'un des derniers centres de désintégration glaciaire, plusieurs controverses ont entouré l'identification de l'emplacement exact des dernières masses glaciaires. Comme le décrivent Wilson et al. (1958), Ives (1960a), Prest et al. (1968) et Prest (1969), les indicateurs de l'écoulement glaciaire montrent que les Glaces du Labrador se sont écoulées radialement à partir d'une ligne de partage glaciaire, en forme de fer à cheval, qui s'étend du nord-ouest du lac Delorme à l'ouest, jusqu'au nord du réservoir Smallwood à l'est. Il reste à préciser si la ligne de partage glaciaire a été stable pendant un intervalle considérable du Wisconsinien supérieur, ou bien si sa position a considérablement fluctué. Par exemple, Hughes (1964) et Richard et al. (1982) suggèrent qu'à une époque indéterminée, la ligne de partage glaciaire se situait beaucoup plus loin au nord-est qu'à sa position finale, puisque des roches de la fosse du Labrador ont été transportées jusque dans des régions situées à l'ouest de la ligne de partage glaciaire. De même, on ne peut dire avec certitude si la position finale de la ligne de partage coïncide avec celle des derniers vestiges glaciaires. De récents travaux sur le terrain réalisés par Klassen et Thompson (1987), qui ont identifié jusqu'à cinq phases distinctes d'écoulement glaciaire dans la région, devraient aider à clarifier ces aspects.

Des études de terrain faites par Perrault (1955), Grayson (1956), Henderson (1959), Ives (1959, 1960a,c, 1968, 1979), Kirby (1961a,b), et Derbyshire (1962a) dans la fosse du Labrador aux environs de Schefferville, ont produit des indices concluants sur la présence de quelques petites masses glaciaires résiduelles dans les bassins de faible altitude de la rivière Howells (ligne de partage glaciaire de Kivivic; immédiatement à l'ouest de Schefferville) et dans les vallées de la rivière Swampy Bay (au nord-nord-ouest de Schefferville). Selon d'autres auteurs, qui appuient leurs arguments sur les indicateurs de l'écoulement glaciaire et sur les constructions glaciaires (Low, 1896; Hughes 1964; Laverdière, 1967; Richard et al., 1982) et sur le fait que l'intersection des directions projetées d'inclinaison des lignes de rivage des lacs glaciaires correspond à l'emplacement des épaisseurs maximums de glace (Ives, 1960b; Harrison, 1963; Barnett, 1964; Barnett et Peterson, 1964), les dernières masses de glace se seraient désintégrées dans le secteur de la ligne de partage glaciaire en forme de « fer à cheval ». Les divers auteurs ont été d'avis très partagés (Ives, 1968; Barnett et Peterson, 1968; Bryson et al., 1969; Laverdière, 1969a,b; Laverdière et Guimont, 1982), mais il est probable qu'il y a eu de nombreux centres de retrait à la fois le long de l'emplacement final de la ligne de partage glaciaire et dans les bassins adjacents de faible altitude, où des masses glaciaires discontinues ont achevé de fondre.

On a employé les âges ^{14}C obtenus sur de nombreuses carottes lacustres pour dater la disparition finale des glaces (Grayson, 1956; Morisson, 1970; McAndrews et Samson, 1977; Short, 1981; Stravers, 1981; Richard et al., 1982; King, 1985). À l'emplacement final de la limite de partage glaciaire, ou à proximité, les dates basales obtenues dans la région du lac Delorme - 6 320 ± 180 BP (GSC-3094; Richard et al., 1982) - et dans la région du lac Starkel - 6 200 ± 100 BP (GSC-3644; King, 1985), représentent les meilleures estimations minimales. Dans la fosse du Labrador aux environs de Schefferville, ont été réalisées de nombreuses datations (Short, 1981; Stravers, 1981), quelques-unes allant jusqu'à 16 ka; cependant, ces dates sont suspectes, car de la matière organique plus ancienne a peut-être été redéposée dans ces échantillons qui contiennent moins de 1% de carbone organique (Stravers, 1981). Excepté peut-être quelques masses de glace subsistant dans les dépressions, il est à peu près certain que les Glaces du Labrador avaient complètement fondu dès 6,5 ka.

Évolution postglaciaire

Émersion postglaciaire

Dans les sections traitant de la déglaciation de chaque grande région, de nombreuses données ont été présentées sur l'évolution du niveau de la mer. Des courbes du niveau minimum de la mer ont été tracées pour ces régions (fig. 3-58), et elles sont étudiées dans cette section. On a daté un nombre considérable d'échantillons de coquilles, mais peu d'entre eux peuvent être corrélés à des positions spécifiques du niveau de la mer. Par ailleurs, dans la plupart des cas, on ne peut représenter que partiellement les courbes d'émersion, puisque l'on a jusqu'à maintenant trouvé peu de matériel permettant de dater à la fois la partie inférieure et la partie supérieure de ces courbes. Ces dernières

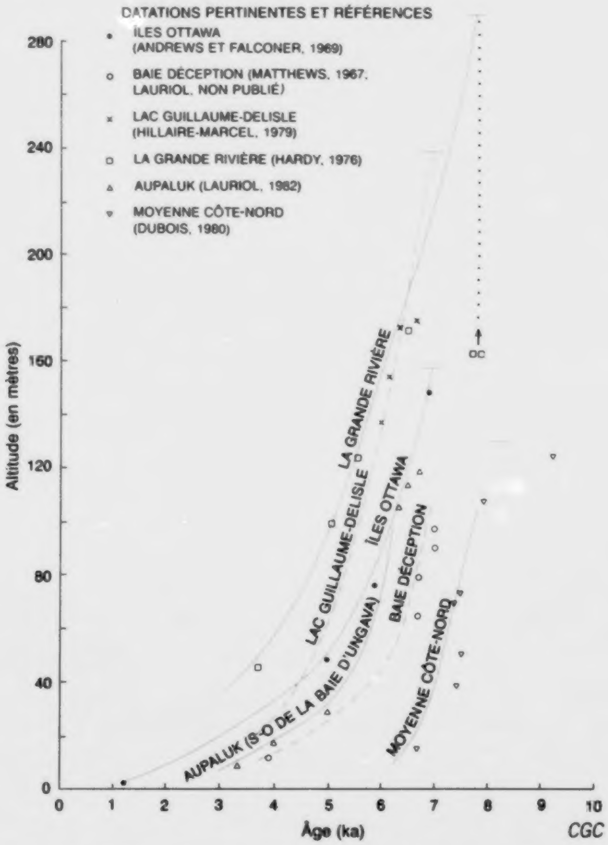


Figure 3.58. Courbes d'émersion minimum dans six régions du sud-est du Bouclier canadien.

sont néanmoins utiles, puisqu'elles permettent d'estimer la valeur du niveau marin minimum à n'importe quelle époque, dans diverses régions.

La famille de courbes de la figure 3-58 illustre la réponse isostatique aux surcharges glaciaires dans diverses régions. Comme prévu, les courbes de la moyenne Côte-Nord et de la baie Déception qui sont les régions les plus éloignées des centres de surcharge glaciaire, présentent le relèvement glacio-isostatique le plus faible, tandis que les régions les plus rapprochées (La Grande Rivière et le lac Guillaume-Delisle) montrent le relèvement le plus fort. L'intersection des courbes de La Grande Rivière et du Lac Guillaume-Delisle, à environ 6 ka, indique peut-être que l'influence dominante du poids des Glaces d'Hudson a été remplacée ensuite par celle des Glaces du Labrador, comme l'a proposé Hillaire-Marcel (1980).

La forme de la courbe de La Grande Rivière et son extrapolation jusqu'à la limite marine à partir des deux datations sur des sédiments associés à l'édification de la Moraine de Sakami semblent effectivement confirmer l'âge estimé, environ 8 ka, de la vidange du Lac Ojibway et de l'incursion de la Mer de Tyrrell à l'est de la baie James.

Évolution de la végétation du Wisconsinien supérieur et de l'Holocène

P.J.H. Richard

Grâce aux données fournies par les analyses polliniques, on sait que les paysages végétaux étaient diversifiés sur la marge de l'Inlandsis laurentidien en retrait, mais que dans la partie centrale du sud-est du Bouclier canadien, depuis environ 5 ka, et dans les régions périphériques depuis environ 8 ka, les changements ont généralement été mineurs. Richard (1977a, 1981, 1985, 1989) a présenté des comptes rendus détaillés de l'évolution de la végétation, ainsi que des listes des nombreuses études disponibles.

Richard, P.J.H.
1989: Évolution de la végétation du Wisconsinien supérieur et de l'Holocène. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 3, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Vers 11 ka au sud (Richard, 1977b; Savoie et Richard, 1979), et vers 7,5 ka dans la péninsule d'Ungava (Richard, 1981), existaient des milieux presque dépourvus de végétation, auxquels ont succédé des milieux de toundra. Au Labrador, la toundra arbustive a occupé le terrain nouvellement déglacé jusqu'à environ 8 ka au sud, et 5 ka dans le centre nord de la région (Short, 1978; Lamb, 1980, 1984). Ailleurs, dans la portion centrale du sud-est du Bouclier canadien, les arbres ont recolonisé le territoire immédiatement après le retrait des glaces, après la vidange des lacs glaciaires (Richard, 1980a) ou après l'émersion des territoires que les mers postglaciaires avaient inondés (Richard, 1979). *Larix, Populus, Picea,* et *Betula,* accompagnés d'*Alnus*, ont été les premiers taxons colonisateurs. Dans le sud du Labrador et sur la Côte-Nord, *Picea glauca* et *Abies balsamea* ont été les premiers arbres présents (Lamb, 1980, 1984). Dans les Laurentides, les régions plus élevées ont été lentement colonisées par les arbres; *Populus* y a joué un rôle dominant pendant plus d'un millénaire (Richard, 1977b).

Durant l'Holocène inférieur, sur la marge sud du Bouclier canadien, il s'est déroulé une évolution complexe. Cette période a été caractérisée par de grandes fluctuations de l'abondance de *Pinus divaricata, Pinus strobus* et *Tsuga canadensis* d'une part, et par la migration vers le nord d'*Acer saccharum, Fagus grandiflora*, et d'autres espèces thermophiles. La présence d'épinettes puis de sapins blancs a préparé l'apparition des forêts mixtes actuelles. *Pinus strobus* s'étendait à 50 km plus au nord qu'actuellement, vers 5 ka, pendant l'Holocène moyen (Terasmae et Anderson, 1970). Au Nouveau-Québec, *Pinus divaricata* a migré dans la région dominée par l'épinette à l'est de la baie James vers 3 ka (Richard, 1979), atteignant à peine la rivière Caniapiscau à l'est (Richard et al., 1982). Cependant, au nord, la position de la limite des arbres a peu fluctué depuis la déglaciation (Gagnon et Payette, 1981; Richard 1981). Au cours des 1 000 dernières années, la forêt boréale est devenue progressivement plus ouverte, peut-être en réponse au refroidissement climatique de l'Holocène supérieur (Short, 1978).

LE QUATERNAIRE DU NORD-EST DU BOUCLIER CANADIEN

J.T. Andrews

INTRODUCTION

Cette section contient une description de la géologie du Quaternaire de la partie du Bouclier canadien située entre la baie de Baffin et la péninsule de Melville, et entre le détroit d'Hudson et le détroit de Lancaster (fig. 3-1). Cette région se situe en partie à l'intérieur du Secteur de Baffin de l'Inlandsis laurentidien (fig. 3); elle a été recouverte durant la dernière glaciation par les Glaces de Foxe et par une série de petites calottes glaciaires autonomes. Étant donné que la région est située à la limite nord-est de la dernière glaciation et au-delà, il y existe d'abondants dépôts quaternaires plus anciens. Pour cette raison, la mise au point de méthodes permettant d'identifier, de subdiviser et de dater les sédiments quaternaires antérieurs à la dernière avancée glaciaire a été une importante facette des études du Quaternaire dans cette région. Les sédiments marins y occupent une place importante dans les études chronostratigraphiques, et des efforts de recherche considérables ont été consacrés aux mouvements terrestres et

Andrews, J.T.
1989: Le Quaternaire du nord-est du Bouclier canadien. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 3, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

marins survenus durant le Quaternaire. Finalement, comme la région comprend des glaciers alpins et des calottes glaciaires, et que des parties de cette région se trouvent près du seuil actuel de formation des glaciers, l'activité des glaciers durant le Néoglaciaire a été un objectif supplémentaire de recherche.

Géologie du substratum rocheux et physiographie

La géologie du substratum rocheux de la région est un élément-clé pour expliquer plusieurs aspects de la géologie du Quaternaire. La figure 3-3 est une illustration des principales unités géologiques affleurant dans les régions émergées et sous les bassins marins et plates-formes continentales adjacents. De toute évidence, la physiographie de la région est partiellement liée au cadre structural général créé par toute la variété des roches du bouclier précambrien; ce dernier forme une aire structurale en relief, entourant un bassin cratonique (bassin Foxe) délimité par les affleurements de roches sédimentaires plus jeunes.

Une grande partie de l'île de Baffin repose sur divers granites, gneiss granitiques, migmatites, gneiss et schistes. Leur âge se situe entre l'Archéen (>2 500 Ma) et l'Aphébien (1 600 Ma). Le nord de l'île de Baffin est géologiquement la partie la plus complexe de la région des roches d'âge tertiaire/crétacé affleurent dans le sud de l'île Bylot et au fond du détroit d'Éclipse. Cette succession surmonte une série de roches paléozoïques, surtout composées de calcaires et de calcaires dolomitiques. Des roches volcaniques et métasédimentaires d'âge protérozoïque y affleurent aussi.

La partie centrale de l'île de Baffin se compose presque entièrement de gneiss granitiques archéens non différenciés. Autour du littoral est du bassin Foxe, les calcaires paléozoïques, qui recouvrent le fond du bassin, ont été préservés localement sur les terres émergées (fig. 3-3). On a localisé un mince lambeau sédimentaire du Tertiaire inférieur sur le gneiss granitique précambrien, immédiatement au nord de la Calotte glaciaire de Barnes (région centrale de l'île de Baffin, Andrews et al., 1972).

Le sud de l'île de Baffin repose principalement sur les roches du bouclier précambrien. Un élément important de la géologie du substratum est la présence d'une couverture calcaire paléozoïque qui s'étend du bassin Foxe vers la baie Frobisher à l'est (Fig. 3-3). De récents levés géophysiques et géologiques réalisés dans la baie Frobisher (MacLean, 1985) ont démontré qu'il existe des roches paléozoïques sous la partie externe de la baie Frobisher. Au nord de la baie, des calcaires paléozoïques forment une partie du substratum de la plate-forme continentale au large des péninsules de Hall et de Cumberland, et se prolongent dans la baie Cumberland, où les calcaires sont au moins partiellement recouverts par des sédiments d'âge crétacé/tertiaire (MacLean et Williams, 1983).

Au large de la côte est de l'île de Baffin, les roches précambriennes et paléozoïques sont partiellement recouvertes par des sédiments marins d'âge crétacé et tertiaire qui forment un épais prisme d'accrétion sur toute l'étendue de la plate-forme continentale de l'île de Baffin. Les sédiments quaternaires de la plate-forme ont une épaisseur relativement faible, comprise entre 0 et 500 m (Grant, 1975; MacLean, 1985).

La géologie du détroit d'Hudson est rendue complexe par une série de grandes failles. Il existe des calcaires paléozoïques au fond du détroit; ils se prolongent vers le sud jusque dans la baie d'Ungava, où ils affleurent dans toute l'île Atpatok.

La péninsule de Melville constitue une arche ou un dôme structural séparant les roches paléozoïques du bassin Foxe de sédiments similaires autour du golfe de Boothia.

Il existe une relation d'ensemble entre la géologie du substratum et l'expression physiographique, les roches sédimentaires plus jeunes formant le sous-sol des plaines côtières et des détroits, et les roches ignées et métamorphiques, anciennes et résistantes, constituant les forts reliefs. Cette relation ne vaut pas pour le nord de l'île de Baffin, où des sédiments paléozoïques relativement peu résistants forment de hauts plateaux montagneux. La figure 3-59 montre les grandes régions physiographiques; elles sont principalement caractérisées par leur altitude, le degré de conservation des sommets et la géologie du substratum. Selon Bird (1967), les surfaces des hautes terres de l'ensemble des régions arctiques du Canada se sont formées durant de grands cycles d'érosion. L'une de celles-ci, aussi identifiée par Ambrose (1964), est une surface d'érosion exhumée par le décapage de la couverture paléozoïque (cf. Higgs, 1978). Ces surfaces sont définies comme de vastes étendues ayant des sommets d'altitude concordante, et comme l'a noté Bird (1967, p. 78) « il ne fait pas de doute que de vastes régions de l'Arctique canadien se composent de surfaces d'érosion qui ne sont pas liées aux processus érosifs contemporains ».

Une série d'avant-pays côtiers peu élevés fait face à pluisieurs parties de la baie de Baffin. Ceux-ci s'étendent de façon irrégulière entre l'île Bylot et le cap Dyer, et représentent l'accrétion au Quaternaire et peut-être au Tertiaire supérieur, de sédiments glaciaires, marins et terrestres. Ces avant-pays côtiers sont dominés par des versants rocheux raides qui s'élèvent rapidement jusqu'à un plateau disséqué. Par endroits, les sommets les plus élevés sont entaillés par des cirques, mais près de la côte externe, les sommets sont larges et arrondis.

Les segments moyens des fjords de l'est de l'île de Baffin se composent de falaises presque verticales, dominant la mer. La profondeur des fjords varie entre 300 m et 800 m (Løken et Hodgson, 1971; Syvitski et Blakeney, 1983). Les sommets des montagnes atteignent souvent des hauteurs de 1 300 à 1 500 m, et près de Pangnirtung, ils atteignent presque 2 000 m.

Quelques grands cours d'eau entaillent la Surface de Baffin et s'écoulent vers l'est en direction de la baie de Baffin, mais dans la plupart des cas, le réseau hydrographique qui aboutit dans les fjords est court et fortement incliné; il y a un fort gradient entre les fjords et les hauts plateaux qui constituent une vaste région physiographique dans le centre de l'île de Baffin (fig. 3-59; Ives,1962; Ives et Andrews, 1963; Bird, 1967; fig. 67). Le plateau a un relief relatif moyen de 200 à 300 m.

La côte de l'est du bassin Foxe est généralement une région de basses terres marécageuses qui ne dépassent pas 100 m d'altitude; elle est en grande partie associée aux affleurements de calcaires paléozoïques, et forme une zone de faible relief entourant le bassin Foxe (fig. 3-59). On trouve en quelques endroits de hautes terres à proximité du littoral. Localement, les basses terres du bassin Foxe s'étendent à travers les surfaces du haut plateau; c'est le

cas des basses terres marquées par le rabotage glaciaire et qui s'étendent entre le lac Nettling et la tête de la baie Cumberland, et des basses terres plus étroites qui s'étendent du lac Amadjuak jusqu'à la tête de la baie Frobisher.

Les régions physiographiques de l'île Southampton, de la péninsule de Melville et du nord de l'île de Baffin se composent des hautes terres centrales de l'Arctique (unité inférieure), de la Surface de Barrow, et des basses terres du bassin Foxe (Bird, 1967; fig. 3-59). Bird (1967, p. 69) a observé que dans l'île de Baffin, la Surface de Barrow dont les sommets ont une altitude de 350 à 380 m se termine abruptement au pied de la Surface de Baffin. Dans la péninsule de Melville, la surface principale des hautes terres s'élève entre 410 et 460 m d'altitude, mais Bird (1967, p. 70) a noté l'existence de collines atteignant 520 m. Le relief y est faible et les vallées, larges. Le réseau hydrographique devient plus encaissé en direction des deux côtes. À l'île Southampton, la surface supérieure s'étend jusqu'environ 440 m d'altitude, mais le relief local n'est que de 30 à 45 m (Bird, 1967); cependant par endroits, des collines isolées atteignent 600 m.

Évolution physiographique et hydrographique

On s'est considérablement interrogé sur l'évolution physiographique de l'Arctique canadien. Les opinions

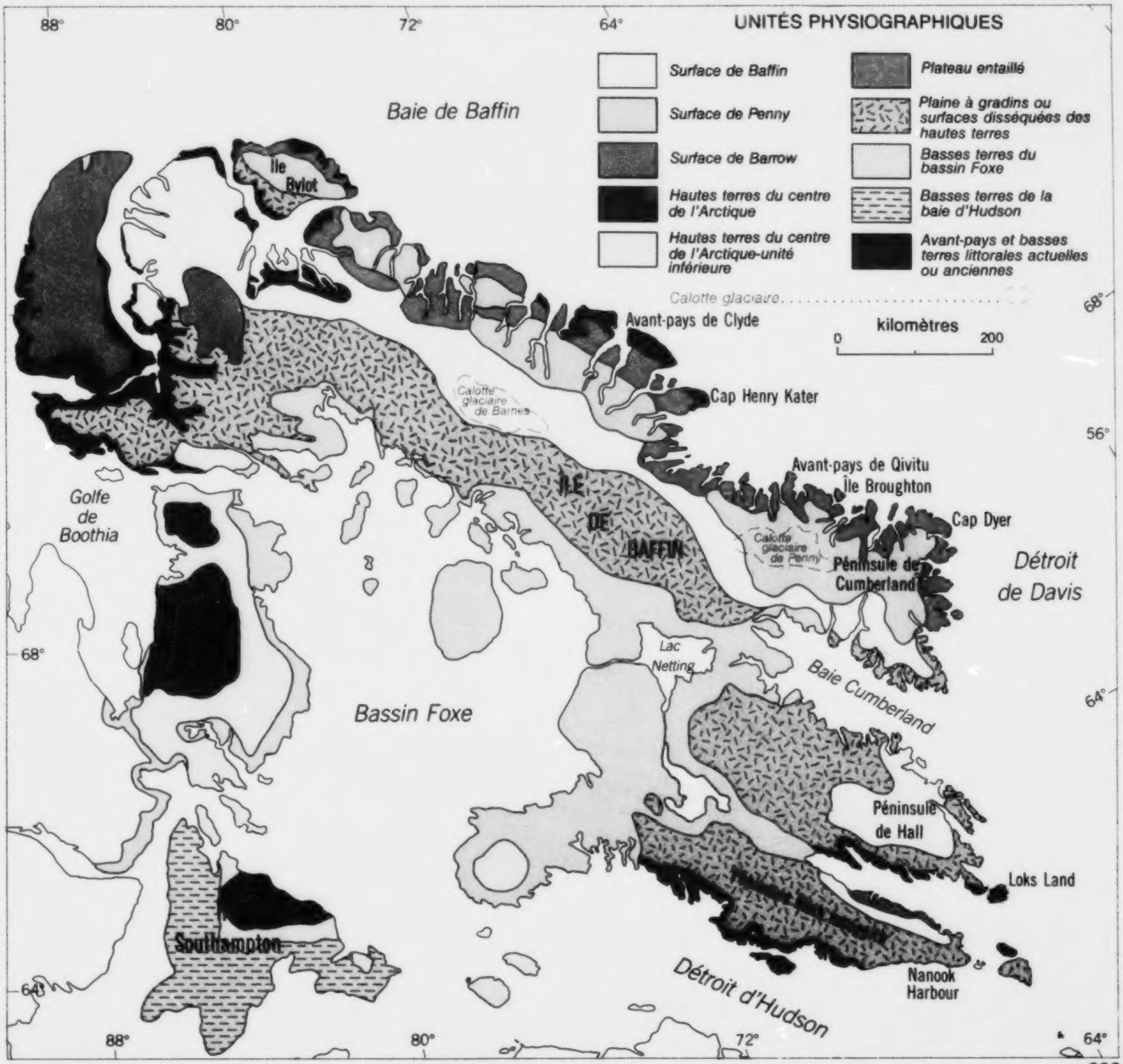


Figure 3.59. Régions physiographiques de l'est de l'Arctique (d'après Bird, 1967; Dyke, 1977; et d'autres sources).

varient à l'extrême, depuis l'hypothèse largement discréditée de White (1972) selon laquelle une grande partie du paysage actuel serait le résultat d'une « érosion profonde » par l'Inlandsis laurentidien, jusqu'à l'hypothèse selon laquelle le relief et le réseau hydrographique actuels se seraient formés en réponse à la tectonique régionale et continentale du Crétacé supérieur et du Tertiaire inférieur. Il est assez clair que les grands traits physiographiques de l'est de l'Arctique canadien sont le résultat de la tectonique de la fin du Crétacé et du début du Tertiaire. On connaît l'existence de roches crétacées près des côtes et au large de l'île de Baffin (par ex., MacLean et Williams, 1983); elles indiquent qu'il existait un bras de mer assez important entre le Groenland et l'île de Baffin à cette époque. La formation d'un rift au Tertiaire inférieur entre l'ouest du Groenland et l'île de Baffin a entraîné le soulèvement et le bombement de la croûte, ainsi que sa fracturation.

Dowdeswell et Andrews (1985) ont essayé d'expliquer la relation existant entre le cadre tectonique de l'est de l'Arctique canadien et l'origine des fjords. Ils ont suggéré que les fjords étaient initialement des canyons entaillés dans le versant de la marge du fossé d'effondrement. Ils ne nient pas le rôle de l'action glaciaire dans le développement des fjords, mais ont aussi noté que l'on pouvait utiliser le modèle de soulèvement/submersion de la taphrogenèse pour expliquer certaines facettes de la morphologie des fjords.

Les relations entre les surfaces des hautes terres et l'évolution tectonique de la région ne sont pas claires. Les questions essentielles sont les suivantes: chaque surface en recoupe-t-elle une autre par le biais d'une rupture topographique importante; si tel est le cas, quelle est l'origine de cette rupture topographique? La présence d'un petit affleurement de sédiments (lacustres?) d'âge paléocène au sommet d'une colline au nord de la Calotte glaciaire de Barnes (Andrews et al., 1972) suggère que le relief de la Surface de Baffin est en grande partie postérieur au Paléocène; elle indique aussi que les calcaires paléozoïques du bassin Foxe ne s'étendaient pas de part et d'autre du centre nord de l'île de Baffin au début du Tertiaire.

Fortier et Morley (1956) et Bird (1967), entre autres, ont étudié l'évolution des réseaux de drainage dans l'est de l'Arctique canadien. Les passages et détroits de l'Arctique canadien ont été interprétés comme faisant partie d'un réseau de drainage précoce. Toutefois, dans le cadre de nos connaissances géologiques actuelles (par ex., Kerr, 1980; Grant et Manchester, 1970; MacLean et Williams, 1983), il semblerait qu'un grand nombre de ces éléments topographiques correspondent à des horsts et grabens de grande échelle dont le fond est tapissé de sédiments marins d'âges divers.

Climat et glaciologie

La proximité des milieux marins et la topographie donnent lieu à une importante variabilité climatique dans toute la région. Maxwell (1981) a subdivisé la région en une série de sous-régions climatiques en fonction de ces influences. Dans l'ensemble de la région, les températures de juillet varient entre environ 3 et 8 °C, les températures plus basses étant enregistrées le long de la côte est de l'île de Baffin. Ces conditions estivales fraîches sont causées par la présence continuelle de glaces côtières et de banquises au large jusqu'à la fin de juillet ou jusqu'en août. Les températures s'élèvent rapidement vers l'intérieur des terres, mais elles sont à leur tour modulées par l'augmentation d'altitude à mesure que l'on s'éloigne du littoral externe. Les précipitations sont généralement faibles, mais peuvent dépasser 50 cm dans les hautes montagnes de la péninsule de Cumberland. Environ un quart des précipitations tombent sous forme de pluie de juin à septembre; et il peut tomber de la neige à n'importe quel temps de l'année.

Les glaciers sont un élément fondamental des paysages de l'est de l'Arctique canadien. Leurs dimensions se situent entre les 6 000 km^2 des calottes glaciaires de Barnes et Penny et celles des grands complexes glaciaires de montagne, des glaciers de vallée, des glaciers de cirque, et des plaques de neiges et de glaces pérennes. Le « Seuil de glaciation » (SG) (Andrews et Miller, 1972) se trouve entre

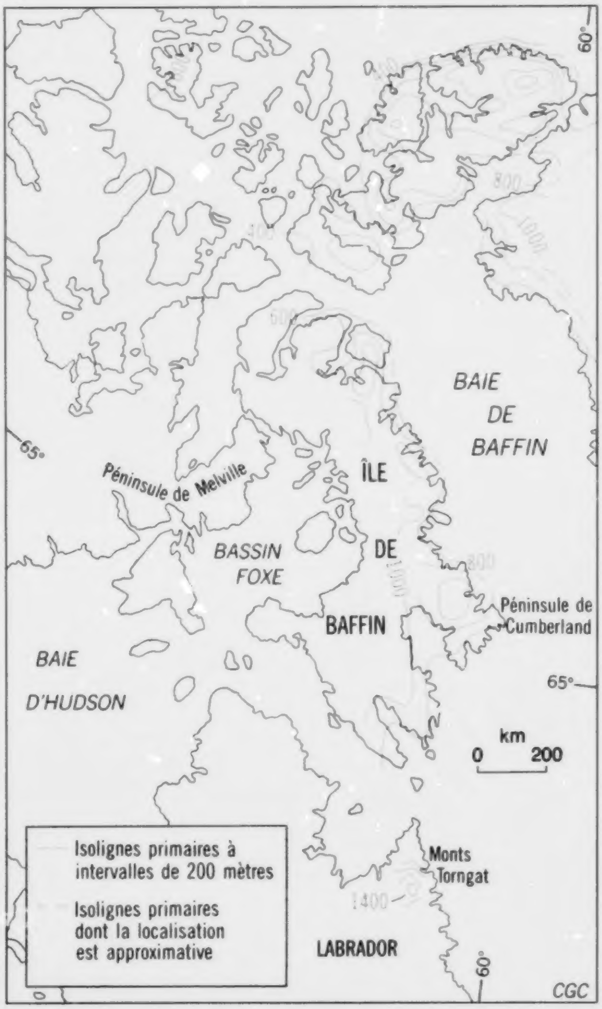


Figure 3.60. Carte du seuil ou de la limite de glaciation des terrains périphériques à la baie de Baffin, et de la partie septentrionale de la mer du Labrador (d'après Jacobs et al., 1985).

600 et 700 m sur la côte est de l'île de Baffin, et s'élève jusqu'à 900-1000 m à l'intérieur des terres, à proximité des calottes glaciaires de Barnes et de Penny (fig. 3-60). Dans l'est de l'Arctique canadien, le SG actuel est très proche du niveau des hauts plateaux, et de nombreux indices montrent que vers la fin de la néoglaciation, ce seuil était plus bas et que la couverture de neiges pérennes était nettement plus étendue (Ives, 1962; Andrews et al., 1976; Locke et Locke, 1977; Williams, 1978; Dyke, 1978a,b).

Le pergélisol est continu dans toute la région, mais son extension au large dans le bassin Foxe n'est pas connue. On n'a pas signalé l'existence d'un pergélisol au large des côtes, sur la plate-forme orientale de l'Arctique. On ne connaît généralement pas l'épaisseur du pergélisol, mais celle-ci dépasse probablement 100 m dans la majeure partie de la région.

Nature et distribution des sédiments et formes quaternaires

Dans cette région, les sédiments en surface sont généralement minces. Ce n'est que dans les régions côtières externes de l'île de Baffin et de l'île Bylot que l'on rencontre des séquences extensives et relativement épaisses de sédiments quaternaires (Miller et al., 1977; Klassen, 1981, 1985; Mode et al., 1983), mais même là, l'épaisseur totale exposée dépasse rarement 60 m.

Formes de relief

L'est de l'Arctique canadien est caractérisé par des paysages qui reflètent divers degrés d'érosion glaciaire (Bird, 1967; Sugden, 1978). Les zones de décapage glaciaire (Sugden, 1977) ont été délimitées en mesurant la densité (nombre/unité de surface) de petits lacs, dont la configuration est contrôlée par le socle. La méthode a été employée pour cartographier certains aspects des modelés glaciaires, à partir de l'imagerie Landsat à l'échelle de 1/1 000 000 et des cartes topographiques à l'échelle de 1/500 000 (fig. 3-61; Sudgen, 1978; Andrews et al., 1985). La figure 3-62 est un exemple des différences significatives entre divers degrés d'érosion du socle, aux environs de la tête de la baie Cumberland.

Si l'on analyse les images Landsat, on note qu'il existe une limite distincte qui est parallèle au rebord ouest de la Surface de Baffin. Cette limite approche 380-400 m d'altitude (Andrews et al., 1985). À l'ouest de celle-ci, le paysage est caractérisé par un socle au modelé adouci par l'érosion glaciaire, par la quasi-absence de till et par la présence de nombreux petits lacs. L'intensité du décapage augmente en direction du bassin Foxe, et la zone de décapage glaciaire modéré s'étend vers la mer en direction de la baie de Baffin et du détroit de Davis, traversant les cols bas qui relient le bassin Foxe à la baie Cumberland et à la baie Frobisher (fig. 3-61, 3-62). La Surface de Baffin coïncide en grande partie avec une région contenant peu de lacs (<5%), ce qui, outre la présence en surface de tors et de champs de blocs anguleux, suggère que cette région n'a pas été soumise au décapage glaciaire. Plus à l'est, le terrain relativement non glaciaire de la Surface de Baffin fait place à un paysage d'érosion linéaire sélective. C'est la région des fjords, où des courants glaciaires à écoulement rapide auraient créé ces formes d'érosion (Sugden, 1977). Au-dessus des fjords, et dans les régions de collines adoucies séparant les fjords, on rencontre des tors, de vastes champs de blocs, et de rares blocs erratiques, seuls indices d'une glaciation active (Boyer et Pheasant, 1974; Ives, 1974, 1978; Isherwood, 1975; Dyke, 1977; Sugden et Watts, 1977; Locke, 1980). Les montagnes plus élevées sont modifiées par l'érosion glaciaire qui y a formé des cirques et un paysage de type alpin (Sugden, 1978; Dyke et al., 1982a). On peut aussi identifier quelques-unes de ces divisions morphologiques dans la péninsule de Melville et l'île Southampton, quoique aucune des deux régions ne présente de modelé glaciaire alpin.

L'explication de la distribution des modelés, tels que définis à la figure 3-61, doit faire appel aux régimes thermiques à la base des glaciers quaternaires. Des modèles crédibles des régimes thermiques basaux (Sugden, 1977; Andrews et al., 1985) indiquent que la limite de 400 m est proche de l'altitude à laquelle est prévisible la transition des glaces à base tempérée aux glaces à base froide. À l'intérieur de la région de décapage glaciaire modéré à intense (régions sous 400 m), les formes dominantes sont des buttes rocheuses modelées par les glaces, et de petits bassins lacustres surcreusés. À l'intérieur de la zone d'érosion glaciaire faible ou nulle, les formes de relief ne sont pas glaciaires, sauf là où des vallées profondes et larges entaillent la surface des hauts plateaux. Sur les épaulements de ces vallées et à la tête des fjords, il y a de nombreux indices d'une érosion glaciaire active, sous forme de bosses rocheuses rabotées par les glaces.

Les fjords de l'île de Baffin sont un important élément du paysage. On a récemment réalisé des recherches sur la géomorphologie, la sédimentologie et l'océanographie des fjords, dans le cadre du projet intitulé « Sedimentology of Arctic Fiords Experiment (S.A.F.E.) (Syvitski et Blakney, 1983). Gilbert (1983), Dowdeswell et Andrews (1985) et Gilbert et MacLean (1983) ont décrit de nombreux aspects de la morphométrie des fjords. Il est impossible de mesurer l'influence relative de la tectonique et de l'érosion fluviatile et glaciaire sur la morphologie des fjords. Le fond des fjords se caractérise par une irrégularité topographique qu'atténuent des accumulations plutôt épaisses de sédiments (fig. 3-63). Étant donné que depuis 10 à 15 ka, les taux de sédimentation ne sont pas très élevés, et sont d'une à deux fois inférieurs à ceux mesurés dans les fjords du sud-ouest de l'Alaska (Molnia, 1978; Gilbert, 1982; Andrews et Jull, 1984), ces épais sédiments représentent plusieurs dizaines de milliers d'années d'accumulation.

La reconstitution des glaciers de fjords, basée sur la cartographie de segments de moraines latérales et terminales (Smith, 1966; Ives et Buckley, 1969; Buckley, 1969; Boyer, 1972; Locke, 1980), indique que les glaciers des fjords étaient relativement minces, et caractérisés par des contraintes de cisaillement basales bien inférieures à 100 kPa. Dans les profils sismiques de plusieurs fjords, peu de diamictons ont pu être identifiés.

À l'échelle régionale, un autre important élément morphologique est la zone de moraines qui suit la jonction de la Surface de Baffin et du plateau entaillé (Ives et Andrews, 1963; Falconer et al., 1965; Craig, 1965b; Blake, 1966; Hodgson et Hazelton, 1974; Miller et Dyke, 1974). Les moraines forment une série de crêtes basses et larges lorsqu'elles occupent les hauteurs entre les fjords, mais sont plus étroites et plus hautes à l'intérieur des fjords. La zone morainique entre les fjords a de 5 à 25 km de largeur, et souvent, les boucles morainiques individuelles sont remarquablement bien développées (fig. 3-64).

Un ensemble final de formes glaciaires caractéristiques est celui des moraines transversales de vallée ou moraines « sous-lacustres » (fig. 3-65; Andrews, 1963b, Barnett et Holdsworth, 1974). Ces moraines se limitent aux anciens bassins glaciolacustres. Des formes génétiquement similaires, les moraines de De Geer, sont présentes en grand nombre sous la limite marine dans certaines régions du Canada (Prest et al., 1968; Prest, 1983b). Les moraines transversales de vallée à l'île de Baffin sont associées à la déglaciation qui a succédé au maximum du Wisconsinien supérieur, époque à laquelle de grands lacs proglaciaires ont été endigués par la marge glaciaire dans les vallées de plusieurs grands cours d'eau affluents du bassin Foxe (Ives et Andrews, 1963; Hodgson et Hazelton, 1974). Andrews et Smithson (1966) et Barnett et Holdsworth (1974) ont proposé des mécanismes différents pour la formation des moraines transversales de vallée, mais il est certain que leur genèse est intimement liée au retrait de la marge glaciaire dans un plan d'eau.

À l'île Southampton, la péninsule de Melville et dans une grande partie de l'île de Baffin, le retrait de l'inlandsis du Wisconsinien supérieur (Glaces de Foxe) et de plusieurs masses glaciaires résiduelles plus petites est clairement

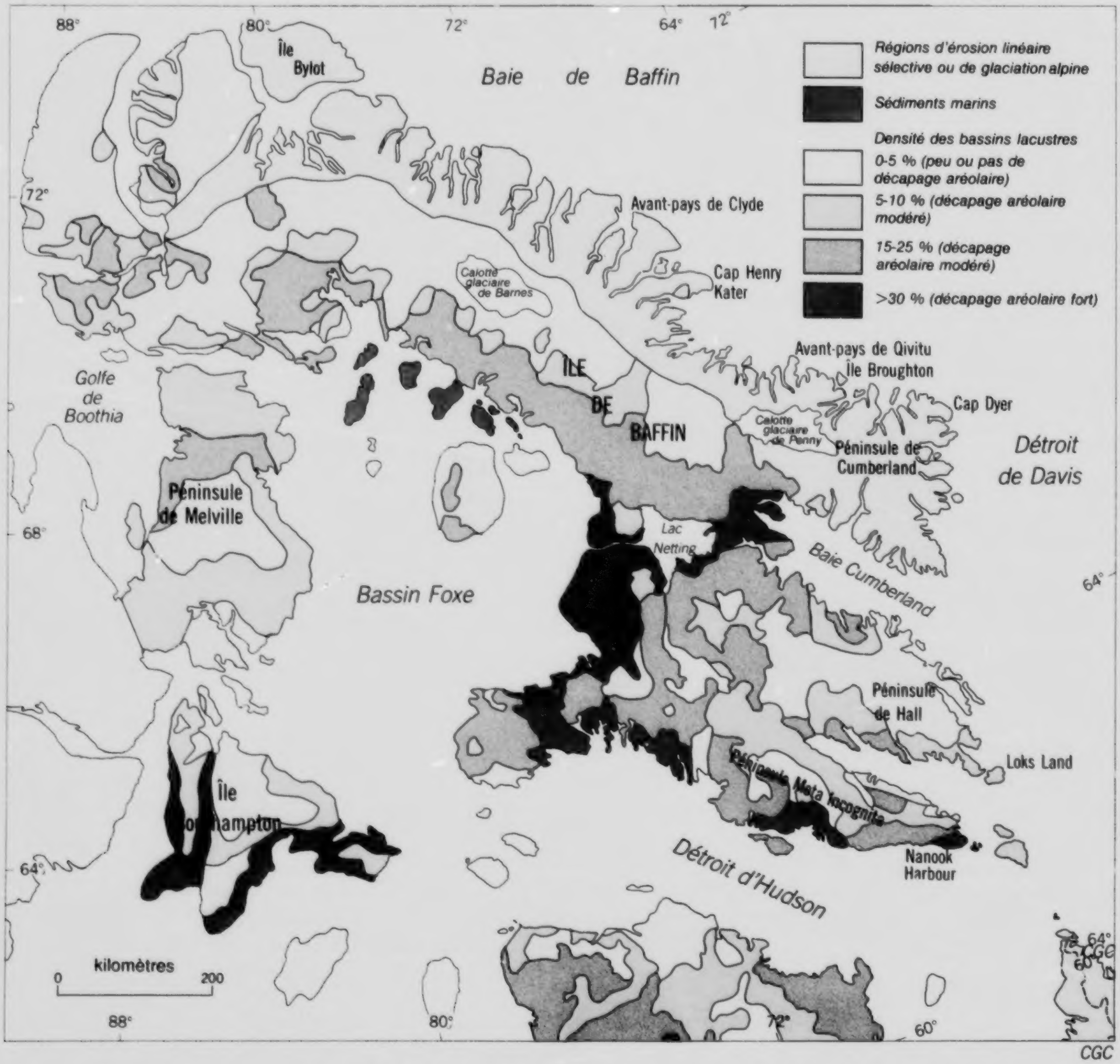


Figure 3.61. Zones 1) d'érosion linéaire sélective, 2) de décapage glaciaire, telles qu'indiquées par la densité des bassins lacustres, et 3) couverture de sédiments marins. Carte basée sur l'analyse d'images Landsat et de cartes topographiques à l'échelle de 1/500 000 (SNRC) (d'après Andrews et al., 1985).

Figure 3.62. Image Landsat de la région proche de l'extrémité amont de la baie Cumberland, montrant la différence marquée entre les régions moyennement décapées par les glaces, et les régions légèrement décapées situées à des altitudes plus élevées, recouvertes de matériaux sédimentaires, et contenant peu de lacs.

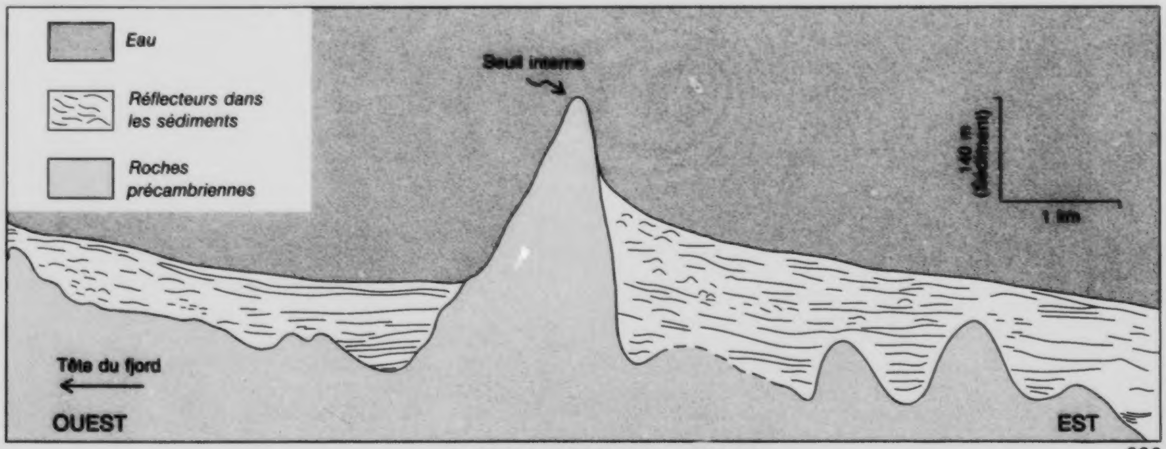
indiqué par des successions de chenaux juxtaglaciaires latéraux et sublatéraux (par exemple, Sim, 1960b, 1964; Ives et Andrews, 1963; Bird, 1970; Hodgson et Hazelton, 1974). Ces chenaux indiquent clairement la configuration de la marge glaciaire en retrait, et ils sont extrêmement utiles pour corréler les positions de la marge glaciaire d'une région à l'autre.

Pour comprendre l'évolution quaternaire de la région, il est important de cartographier les indicateurs des directions d'écoulement glaciaire. La présence de stries et d'autres indicateurs d'écoulement (fig. 3-66) nous montre que la Surface de Baffin a subi une certaine érosion, quoique faible, dans la zone peu affectée par l'action glaciaire. Des stries entrecroisées n'ont été observées qu'en quelques endroits, en particulier dans le centre nord de l'île de Baffin (Ives, 1962; Ives et Andrews, 1963), l'ouest de l'île de Baffin (Andrews, 1970), le sud-est de l'île de Baffin, et les îles du large.

Dans l'est de l'Arctique canadien, les régions couvertes de drumlins, de plaines de till, de dépôts de contact glaciaire et de dépôts de glace morte ont une extension limitée (par ex. Sim, 1964; Bird, 1970). Toutefois, l'est de l'Arctique est le site d'une série de grands épandages fluvioglaciaires, actifs et inactifs. Ceux-ci ont été étudiés par Church (1972) et sont un important thème d'étude dans le cadre du projet S.A.F.E. (Syvitski et Blakney, 1983).

Matériaux

Normalement, les sédiments d'origine glaciaire et autres sédiments du Quaternaire sont minces dans toute la région. Localement, à la tête des fjords et à l'intérieur de vallées tributaires, ils constituent d'épaisses séquences (20-100 m) de sédiments deltaïques et d'épandage fluvioglaciaire, exposés à cause du relèvement isostatique. L'avant-pays de la côte externe orientale de l'île de Baffin se compose principalement de sable, gravier, lutites et diamictons associés à la sédimentation glaciaire et glaciomarine survenue durant des intervalles de transgression et de régression marines (Miller et al., 1977; Nelson, 1981; Mode et al., 1983). Ce complexe sédimentaire affleure dans des falaises vives de 20 à 60 m de hauteur, s'étendant sur des dizaines de kilomètres le long du littoral.



FJORD CAMBRIDGE INTERNE

CGC

Figure 3.63. Interprétation d'un levé acoustique au canon à air, du remplissage sédimentaire du fjord Cambridge dans l'est de l'île de Baffin. D'après les sondages acoustiques, le fjord se compose d'un certain nombre de bassins contenant des sédiments laminés.

Figure 3.64. Grandes moraines frontales sur les hautes terres à l'ouest du fjord Itirbilung dans l'est de l'île de Baffin. Sur les photographies aériennes, il est possible de suivre ces moraines jusqu'au sud où elles rejoignent la Moraine d'Ekalugad dans la baie Home (Andrews et al., 1970) qui, selon les datations au ^{14}C provenant du fjord au sud du fjord Itirbilung, date d'environ 8,4 ka. PNA A17019-149.

Figure 3.65. Moraines transversales de vallée dans le centre nord de l'île de Baffin (par ex., Andrews, 1963b; Barnett et Holdsworth, 1974). Les moraines délimitent la marge d'une baie de vêlage dans la vallée d'Isortoq, immédiatement à l'ouest de la Calotte glaciaire de Barnes. Il est possible de les suivre jusqu'aux lignes de rivage les plus élevées du lac proglaciaire. PNA A16293-100.

Andrews (1985a) a présenté de l'information concernant plus de 600 échantillons de sédiments qui avaient été recueillis dans divers environnements de l'île de Baffin; Church (1972, 1978) a étudié quelques sandres (plaines d'épandage fluvioglaciaire) de l'île de Baffin; et Gilbert (1982), Mode et al. (1983) et Osterman et Andrews (1983) ont décrit divers faciès glaciomarins, à partir de dépôts exposés en coupe et de dépôts sous-marins dans l'est de l'île de Baffin.

Les tills de la région comprennent deux principaux types lithologiques. Ceux issus des roches précambriennes sont des graviers sableux dont la matrice, principalement sableuse, ne contient que de faibles quantités de silt et d'argile (Fig. 3-67). Par contre, les tills auxquels est incorporée une fraction significative de calcaire et dolomies d'âge paléozoïque sont nettement enrichis en silt et argile (Fig. 3-68). Le grand volume de sédiments en suspension dans les torrents glaciaires (Church, 1972; Dowdeswell, 1982) indique que les silts et argiles subissent un transport préférentiel en milieu sous-glaciaire.

De grands volumes de graviers et de sables sont emmagasinés dans les plaines d'épandage fluvioglaciaire et dans les séquences deltaïques soulevées le long du littoral de la région (par ex., Sim, 1960b, 1964; Andrews, 1966; Andrews et al., 1970; Bird, 1970; Church, 1972; Hodgson et Hazelton, 1974; Dyke et al., 1982a). Ces dépôts sont bien à moyennement triés (fig. 3-67). Les diamictons sableux sont fréquents sur la plate-forme labourée par des icebergs (MacLean, 1985). La figure 3-67 présente quelques histogrammes granulométriques de lutites glaciomarines et de

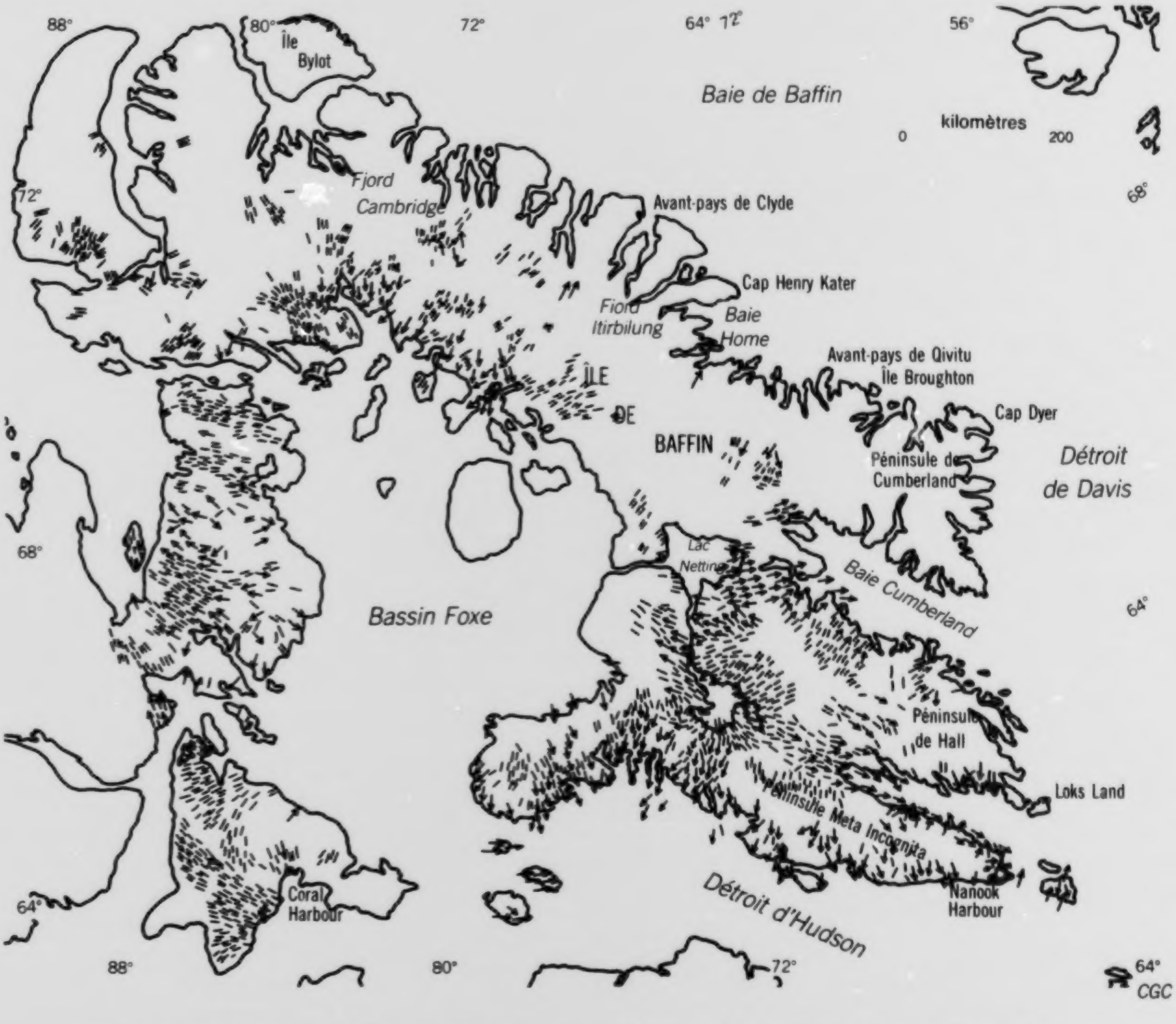


Figure 3.66. Indicateurs de l'écoulement glaciaire dans l'ensemble de l'est de l'Arctique. La carte est principalement basée sur les observations des directions des stries et des grandes formes topographiques du socle, et aussi sur la dispersion glaciaire des matériaux carbonatés sur les terrains précambriens du Bouclier (voir fig. 3.3). Les flèches indiquent les régions dans lesquelles la direction du mouvement glaciaire a été déterminée.

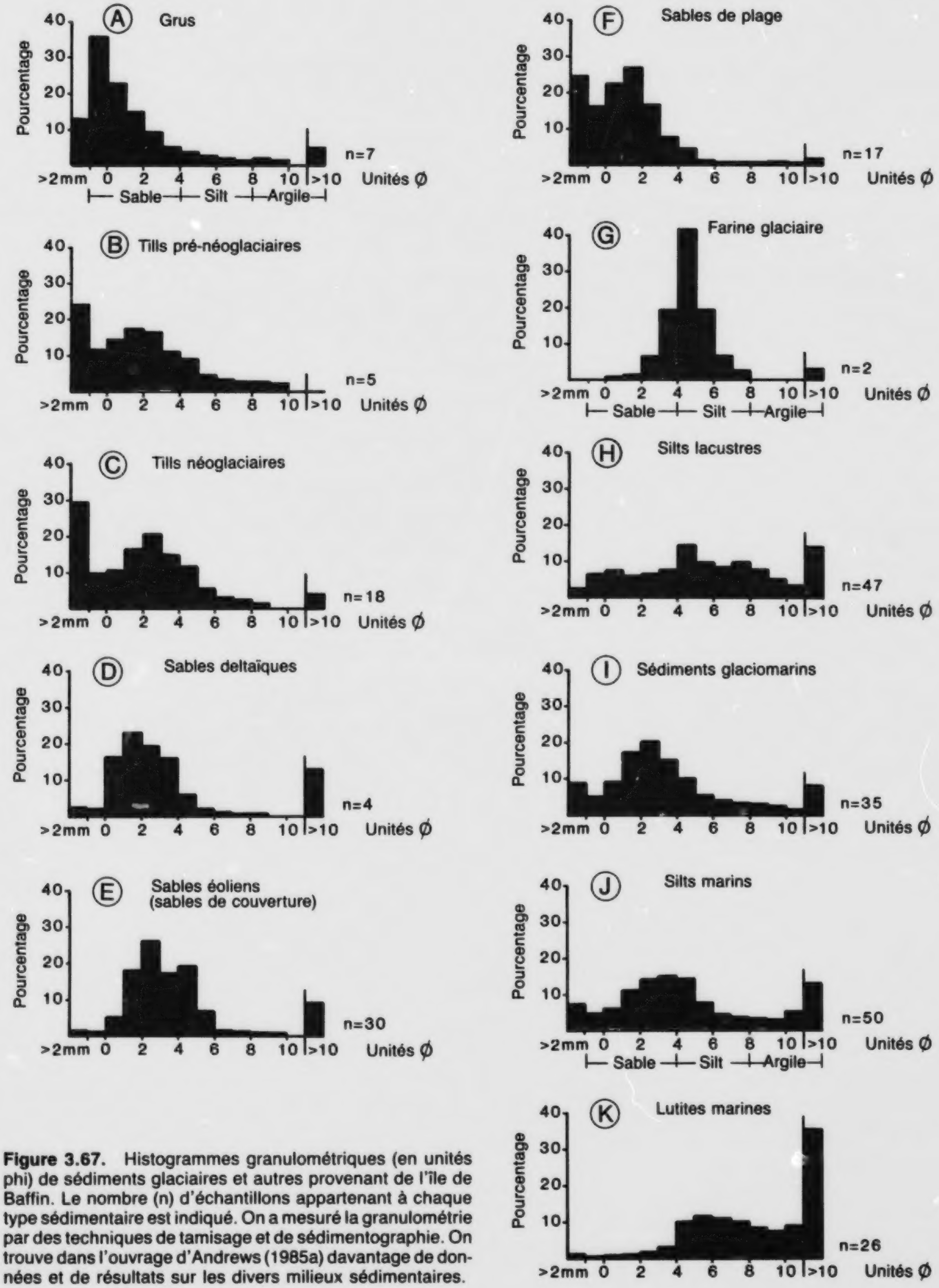


Figure 3.67. Histogrammes granulométriques (en unités phi) de sédiments glaciaires et autres provenant de l'île de Baffin. Le nombre (n) d'échantillons appartenant à chaque type sédimentaire est indiqué. On a mesuré la granulométrie par des techniques de tamisage et de sédimentographie. On trouve dans l'ouvrage d'Andrews (1985a) davantage de données et de résultats sur les divers milieux sédimentaires.

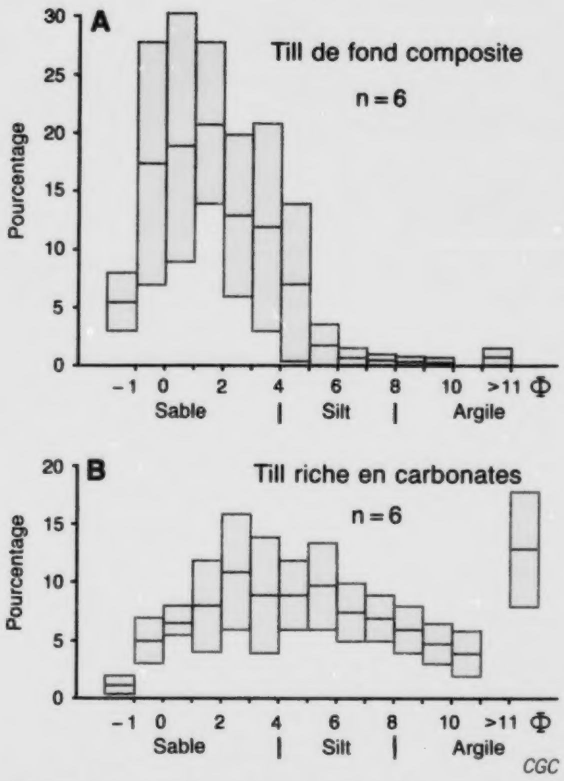


Figure 3.68. Distribution granulométrique des tills carbonatés et non carbonatés provenant de la péninsule Meta Incognita, dans l'île de Baffin. L'échelle est représentée en unités phi (d'après Andrews, 1985a); les rectangles représentent ± un écart-type par rapport à la moyenne de chaque classe granulométrique.

silts marins (Andrews, 1985a). L'excédent d'argile très fine (moins de 11 phi) est un détail intéressant.

La disponibilité de sédiments sableux et plus fins dans les plaines d'épandage fluvioglaciaire actives et l'action des vents forts d'été et d'automne ont contribué à introduire des quantités significatives de matériaux éoliens dans plusieurs milieux sédimentaires. Bird (1953), Dyke (1977), Miller et al. (1977) et Andrews et al. (1979) ont signalé la présence de sédiments éoliens dans certaines parties de la région. Dans les vallées glaciaires, il n'est pas rare de rencontrer de grands champs de dunes formées de sable éolien épais (1-6 m). Gilbert (1982, 1983) a signalé qu'à la tête du fjord Maktak, dans la péninsule de Cumberland, le sable est amené par les vents d'hiver sur la banquise, puis se dépose ensuite dans le fjord sous forme de lamines sableuses lors de la fonte de la banquise. Les sédiments contenus dans les dunes peuvent être bien triés, mais dans les « sables lités » à stratification floue (Thompson, 1954), ils se composent d'un sable mal trié (Fig. 3-67). Le silt et l'argile transportés par les vents forts qui soufflent dans les fjords et les vallées ne se déposent pas en abondance aux basses altitudes. Cependant, dans les sols de l'île de Baffin, la teneur en silt augmente avec l'âge des sols (Locke, 1980, 1985), ce qui indique que les versants des fjords reçoivent aussi des sables éoliens.

Les côtes bordées de falaises et les escarpements de ligne de faille sont souvent recouverts par d'importants talus d'éboulis (Church et al., 1979). Par endroits, les sédiments ont été mobilisés par les glaces interstitielles à l'intérieur de glaciers rocheux qui dévalent les flancs des vallées (Dyke et al., 1982a), mais on trouve parfois aussi quelques glaciers rocheux tout à fait en amont de la vallée. Les talus d'éboulis peuvent se présenter sous forme de cônes ou de tabliers d'éboulis, selon le caractère de la source des éboulis rocheux.

En termes de processus géomorphologiques, il faut noter que la région est sèche et froide, et que la saison de fonte est de courte durée. Le ruissellement atteint rapidement son pic en juin, et dès le mois d'août, le débit de nombreux cours d'eau est faible. L'ablation glaciaire est également limitée à une période de un ou deux mois. L'activité éolienne et les éboulements rocheux jouent peut-être encore un rôle très important, mais dans ce cas aussi, le volume total de sédiments déplacés est faible. Étant donné la très grande longueur du littoral, la présence de glace côtière, l'amplitude forte à modérée des marées, et la faible pente du littoral, l'agent géomorphologique le plus efficace pourrait bien être les glaces flottantes. Bird (1953, p. 38) a noté qu'aux environs de Coral Harbour dans l'île Southampton, en juin, « les débris à la surface [des glaces flottantes] représentaient quelque dix tonnes par acre de glace ». Ainsi, l'érosion et le transport glaciels pourraient être un processus géologique largement sous-estimé dans l'est de l'Arctique.

HISTOIRE DU QUATERNAIRE

Les recherches effectuées depuis plus de vingt ans sur la stratigraphie quaternaire de l'est de l'Arctique canadien ont grandement contribué à élargir nos connaissances sur l'évolution quaternaire de la région, mais il nous reste encore à résoudre un grand nombre de problèmes complexes. La présence de diamictons sur la plate-forme continentale de l'île de Baffin (MacLean, 1985) contraste nettement avec l'absence de till dans les coupes exposées de la côte est (par ex., Mode et al.,1983). Ceci pourrait indiquer que les régions du large ont été influencées par la présence d'une plate-forme glaciaire à diverses époques du Quaternaire. Løken (1966) a démontré que certaines parties des régions côtières externes de l'île de Baffin n'ont pas été englacées durant la dernière glaciation, tandis que des dépôts interglaciaires ont été préservés, surtout dans les régions centrale et nord autrefois recouvertes par les inlandsis quaternaires (Terasmae et al., 1966).

Nature des données stratigraphiques

La stratigraphie régionale repose 1) sur les ensembles sédimentaires stratifiés et complexes qui affleurent sur la côte ouest de la baie de Baffin, 2) sur les surfaces des moraines et des terrasses, 3) sur les dépôts de la zone de contact entre les glaciers et la mer durant l'avancée tardiglaciaire et la déglaciation finale, et 4) sur les moraines néoglaciaires et les formes et dépôts associés. On a appliqué diverses méthodes stratigraphiques et de datation aux complexes sédimentaires côtiers, en particulier la datation au ^{14}C, la datation U-Th, la racémisation des acides aminés, le paléomagnétisme, les méthodes macropaléontologiques et micropaléontologiques, et l'analyse lithologique et minéralogique des sédiments (par ex., Miller et al., 1977; Mode,

1980; Andrews et al., 1981; Nelson, 1981, 1982; Osterman, 1982; Brigham, 1983; Mode et al., 1983, Miller, 1985a). Dans le cas des surfaces, on a employé divers indices d'altération relative et diverses mesures de l'évolution pédogénique (Isherwood, 1975; Dyke, 1977; Birkeland, 1978; Locke, 1979, 1980, 1985). Dans le cas des dépôts de contact glaciaire, on a principalement cherché à obtenir des datations au ^{14}C et à retracer les anciennes marges glaciaires, en corrélant les formes glaciaires et fluvioglaciaires associées (par ex., Ives et Andrews, 1963; Falconer et al., 1965; Bird, 1970). Certains épisodes néoglaciaires ont été datés au ^{14}C (Miller, 1973, 1975; Stuckenrath et al., 1979), mais dans la majorité des cas, ils l'ont été par lichénométrie (par ex., Miller, 1973; Andrews et Barnett, 1979; Davis, 1980, 1985).

Les objectifs principaux de la recherche sur le Quaternaire dans l'est de l'Arctique ont évolué au cours des deux dernières décennies. Pendant les années 60, une grande partie des recherches devait permettre de circonscrire les événements survenus à la fin de la dernière glaciation (Sim, 1960a; Ives et Andrews, 1963; Craig, 1965b; Andrews, 1966; Blake, 1966; Bird, 1970) et de déterminer l'extension maximale de la glaciation (par ex., Ives, 1974). Cependant, à partir de 1950, grâce aux observations de Goldthwait sur les sédiments quaternaires exposés près de Clyde (R.P. Goldwait, communication personnelle à J.D. Ives, 1960-1961), la valeur de ces vastes affleurements de sédiments quaternaires est devenue de plus en plus évidente, à mesure que l'on a intensifié la recherche sur ces coupes littorales (Løken, 1966; Feyling-Hanssen, 1976a,b, 1980, 1985; Miller et al., 1977; Nelson, 1981; Brigham, 1983; Mode et al., 1983; Mode, 1985; Klassen, 1985).

Les travaux de cartographie des formations en surface, effectués à l'ouest de la partie orientale de la région côtière externe (Hodgson et Haselton, 1974; Dyke et al., 1982a), ont indiqué qu'à l'intérieur de la zone « d'érosion linéaire sélective » (Sugden, 1978), la plupart des versants des fjords portaient une couverture de till ou de colluvions, ou qu'ils étaient tout simplement composés de roche à nu. Dans ce contexte, les études sur l'altération relative (Mercer, 1956; Pheasant et Andrews, 1972; Boyer et Pheasant, 1974; Ives, 1974, 1975; Isherwood, 1975; Dyke, 1977; Locke, 1980) ont indiqué que les versants des ces fjords pouvaient être subdivisés en une série de « zones d'altération » étagées verticalement et s'inclinant vers l'intérieur des terres. Dans plusieurs cas, les limites des différentes zones coïncidaient avec les complexes de moraines latérales. La signification de ces zones d'altération pour la stratigraphie quaternaire de l'est de l'Arctique a été un sujet controversé (Ives, 1975, 1978; Sugden et Watts, 1977; Dyke, 1977; Denton et Hughes, 1981; Brookes, 1982); il s'est avéré difficile de corréler les épisodes glaciaires enregistrés dans les coupes des régions côtières externes avec les surfaces des versants de vallée identifiées comme étant des zones d'altération (par ex. Dyke, 1977; Nelson, 1980; Mode, 1980).

Avant le milieu des années 60, aucune tentative n'avait été faite pour élaborer une stratigraphie rationnelle du Quaternaire; depuis cette période, on a déployé plusieurs efforts en ce sens, même si habituellement l'on devait aussi discuster des problèmes inhérents à ce genre d'exercice (Pheasant et Andrews, 1973; Andrews et Ives, 1978; Andrews et al., 1981; Andrews et Miller, 1984; Miller, 1985a).

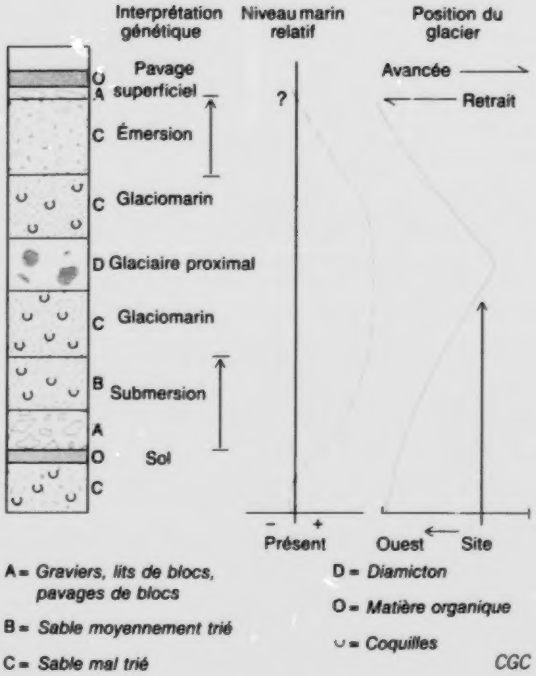


Figure 3.69. Coupe idéalisée des régions côtières externes de l'est de l'île de Baffin, montrant la séquence sédimentaire « typique » associée à une transgression et à une régression marines causées par une surcharge et une décharge glacio-isostatiques. Pour obtenir plus d'information et une description complète des faciès, se référer à Mode et al. (1983).

Aminostratigraphie

Les aminozones sont un type d'unités employées dans les études stratigraphiques de l'avant-pays du littoral est (Miller et al., 1977; Nelson, 1982; Miller, 1985a). Les aminozones correspondent à des séquences sédimentaires caractérisées par des rapports similaires d'acides aminés, en particulier des rapports similaires alle:Ile (D-alloisoleucine:L:isoleucine). L'aminostratigraphie a été utilisée pour subdiviser la Formation de Clyde Foreland en plusieurs membres qui ne sont pas distincts du point de vue lithologique (Mode et al., 1983), mais qui sont caractérisés par des rapports distincts d'acides aminés dans la fraction libre ou la fraction totale, ou les deux à la fois. La Formation de Clyde Foreland comprend les unités sédimentaires exposées dans la région côtière externe (Feyling-Hanssen, 1976a), et d'après la cinétique des acides aminés et la biostratigraphie des foraminifères, la base des coupes pourrait dater du Pliocène (Feyling-Hanssen, 1980, 1985; Miller, 1985a). L'analyse des probabilités de transitions (Nelson, 1981; Mode et al., 1983) effectuée sur les coupes levées dans l'avant-pays de Clyde, l'avant-pays de Qivitu et l'île Broughton, indique que chaque aminozone représente une séquence sédimentaire associée à des variations glacio-isostatiques du niveau relatif de la mer (fig. 3-69). Les âges estimés des membres (tableau 3-7) sont basés sur les âges ^{14}C, les âges U-Th, et la cinétique des acides aminés. Comme l'indique Miller (1985a), il est intri-

guant de constater que ces données semblent même indiquer une périodicité approximative de 100 ka.

Zones d'altération

Il y a déjà plusieurs décennies que les chercheurs ont noté que l'intensité de l'altération mécanique augmente avec l'altitude dans l'est de l'Arctique. De même, le développement pédogénique dans les séquences de moraines augmente avec l'altitude (Locke, 1979, 1980). On observerait l'effet inverse si les surfaces étaient toutes du même âge, étant donné que les températures estivales sont nettement plus élevées aux basses altitudes que sur les hauteurs. Pheasant et Andrews (1973) ont suggéré de désigner les surfaces manifestant des degrés comparables d'altération par le terme de « zones d'altération », et ils ont défini trois grandes zones d'altération dans le nord de la péninsule de Cumberland. Selon toute probabilité, la Zone d'altération III (Boyer et Pheasant, 1974) témoigne de l'altération sur-

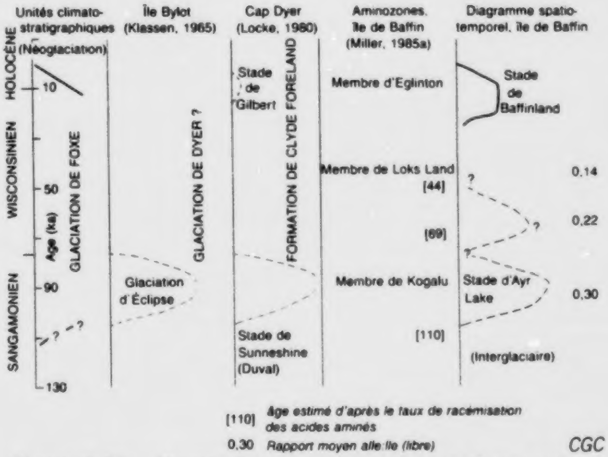


Figure 3.70. Nomenclature stratigraphique et âges postulés, île de Baffin et île Bylot.

Tableau 3-7. Aminostratigraphie et interprétation chronologique de la Formation de Clyde Foreland dans l'est de l'île de Baffin.

Aminozones de la Formation de Clyde Foreland	Rapport moyen alle Ile		Âge (ka)			Remarques
	Total	Libre	14C	U-Th[1]	Acides aminés[2]	
Moderne	0,011	N.D.	-	-	-	-
Eglinton	0,013	N.D.	8-11	≥6	13	Avancée glaciaire limitée; la faune panarctique est recouverte par des sédiments non glaciaires, contenant une faune non diagnostique
Loks Land	0,020	0,14	≥40	-	44	Sédiments d'une période de déglaciation, faune panarctique
Kogalu supérieur	0,027	0,22	≥54	-	69	Sédiments non glaciaires, faune subarctique "chaude"
Kogalu glaciaire proximal	0,029	0,30	≥54	>70	110	Sédiments glaciaires proximaux et sédiments de déglaciation, accompagnés d'une faune panarctique à subarctique; recouvrent un sol interglaciaire recouvert par des sédiments subarctiques marins, contenant une faune "chaude"
Cape Broughton	0,045	0,43	≥40	≥140	210	Sédiments glaciaires proximaux, faune subarctique "chaude"
Kuvinilk	0,060	0,54	-	≥140	305	Comprend des sédiments glaciaires distaux: proximaux: distaux; faune subarctique "chaude" dans toute l'unité
Cape Christian	0,092	0,62	≥50	≥190	500	Comprend un till recouvert par une faune subarctique "chaude" dans des sables marins, sur lesquels s'est formé un sol interglaciaire
Zone la plus récente de la période antérieure à la zone de Cape Christian	0,116	0,72	-	-	650	Épisodes glaciaires et marins multiples non subdivisés (par. ex., Nelson, 1978)
Zone la plus ancienne de la période antérieure à la zone de Cape Christian	0,55	1,02	-	>300	3500	

[1]D'après Szabo et al., 1981.
[2]D'après la colonne EDT-9° du tableau 14-11 de Miller, 1985.

Tableau 3-8. Terminologie du Néoglaciaire, île de Baffin (d'après Davis, 1985).

Chronostratigraphie (ka)		Avancées néoglaciaires (âge estimé en années BP)	
0			
		avancée de Cumberland I	< 100
		avancée de Cumberland II	200-400
		avancée de Cumberland III	500-650
1		avnacée de Pangnirtung	900-1 150
	Windy Lake		
2		avancée de Kingnait I	1 900-2 000
		avancée de Kingnait II	2 200-2 400
3		avancée de Snow Creek	2 900-3 100
	Iglutalik		
4		non dénomée	3 800
5			
6	Kangilo		
7			
8			

venue entre le dernier maximum glaciaire (voir ci-dessous) et la période actuelle. Dyke (1977) a subdivisé la Zone d'altération III en d'autres unités fondées sur des paramètres d'altération superficielle. La Zone d'altération II peut comprendre des dépôts qui couvrent un intervalle de plus d'un million d'années, mais il faudra utiliser des méthodes et techniques analytiques complémentaires pour arriver à une subdivision plus poussée. Il est difficile d'évaluer l'âge et la nature de glaciations (s'il y a lieu) dans la Zone I (Ives et Borns, 1971; Ives, 1975; Sugden et Watts, 1977), et l'on doit évaluer les indices, si réduits soit-ils, d'une glaciation autant en tenant compte de la découverte, par exemple, de granites « roses » sur de nombreux sommets montagneux dans le nord de la péninsule de Cumberland (Pheasant, 1971; Boyer, 1972), que de la possibilité que les sommets aient été couverts par des glaces inactives à base froide.

Unités climatogéologiques

Des unités climatogéologiques ont été proposées pour l'est de l'Arctique canadien (Fig. 3-70). La dernière glaciation régionale est appelée Glaciation de Foxe (Andrews, 1965; Andrews et Miller, 1984). Le début de cet épisode est signalé dans la stratigraphie de la côte externe par une transgression marine qui a enfoui sous une couverture sédimentaire les dépôts organiques accumulés en surface durant la phase régressive de l'aminozone de Cape Broughton. Durant la phase initiale (Stade de Ayre Lake), les glaciers ont progressé vers la mer à partir de l'inlandsis qui couvrait l'île de Baffin (et le bassin Foxe?) et ont atteint les régions côtières externes. Le Stade d'Ayr Lake est contemporain de l'aminozone de Kogalu. Dans d'autres parties de la région, ont été définies des « glaciations » locales (Locke, 1980; Klassen, 1981, 1985, Fig. 3-70). Le Stade de Baffinland de la Glaciation de Foxe (Andrews et Ives, 1978) représente dans l'est de l'Arctique l'équivalent régional de la glaciation du Wisconsinien supérieur. Dans la partie centre nord de l'île de Baffin, la Glaciation de Foxe se poursuit encore, puisque la Calotte glaciaire de Barnes contient des glaces basales d'âge probablement pléistocène (Hooke, 1982). Cependant, on peut considérer que la Glaciation de Foxe s'est terminée dans la majeure partie de l'île entre 6 et 5 ka, époque à laquelle les glaces résiduelles de l'île de Baffin se sont scindées en unités distinctes (Ives et Andrews, 1963; Blake, 1966; Bryson et al., 1969; Dyke, 1974), et le bassin de Foxe, l'île Southampton et la péninsule de Melville étaient largement déglacés (par ex., Bird, 1970; Andrews, 1970).

Une ou plusieurs moraines à noyau de glace témoignent de l'activité des calottes glaciaires de montagne et des glaciers de vallée et de cirque pendant l'Holocène supérieur (c'est-à-dire le néoglaciaire). Miller (1975) et Davis (1985) ont établi une nomenclature informelle de ces diverses avancées glaciaires (tableau 3-8) sur la foi d'études lichénométriques.

Chronostratigraphie

Andrews et Ives (1978) et Andrews (1982a,b) ont commenté l'application d'une chronostratigraphie dans l'est de l'Arctique. Grâce aux nombreuses datations au ^{14}C et à la lichénométrie, on a pu subdiviser la série de l'Holocène en cinq intervalles dont les limites coïncident avec la chronostratigraphie scandinave (tableau 5 établi par Mengerud et al., 1974).

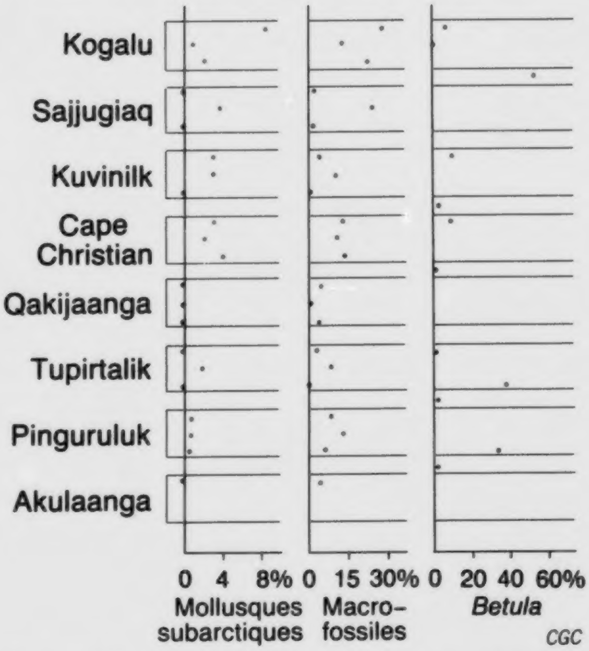


Figure 3.71. Diagramme montrant la variation des nombres ou du pourcentage des taxons indicateurs dans les aminozones de l'est de l'île de Baffin (d'après Mode, 1985). *Betula* est un petit arbuste de l'Arctique qui ne pousse actuellement que dans le sud-est de l'île de Baffin. La position des cercles indique la position des échantillons à l'intérieur de chaque aminozone (par ex., inférieure, moyenne, supérieure). Qakijaanga est l'équivalent local de l'aminozone de Cape Broughton.

Glaciations précédant la Glaciation de Foxe

De nombreux indices attestent de l'existence de plusieurs glaciations antérieures à la Glaciation de Foxe. Ces indices sont les moraines latérales et tills fortement altérés qui existent en haut des moraines latérales du Stade D'Ayr Lake (début de la Glaciation de Foxe), comme les moraines pré-Duval du sud de la péninsule de Cumberland (Dyke, 1977), le Drift de Mooneshine près du Cap Dyer (Locke, 1980), et les dépôts glaciaires pré-Éclipse de l'île Bylot (Klassen, 1983). Ces dépôts et moraines n'ont pas été directement datés, mais en raison de leur position et de leur altération, ils sont certainement antérieurs à la Glaciation de Foxe.

La Formation de Clyde Foreland se compose de graviers, sables, argiles silteuses et diamictons déposés durant des cycles glacio-isostatiques de remontée et d'abaissement du niveau de la mer (fig. 3-69). À l'intérieur de la Formation de Clyde Foreland, il y a sept ou huit aminozones précédant celle de Kogalu (Mode, 1980). Feyling-Hanssen (1985) signale que les assemblages de foraminifères benthiques provenant des strates inférieures des caps Kivitu et Clyde sont similaires aux assemblages pliocènes de la mer du Nord. Selon l'étude de Miller sur la cinétique des acides aminés des coquilles qui proviennent de ces dépôts, ces unités ont probablement un âge de >1 million d'années. Il semble donc que les coupes des falaises littorales de l'est de l'île de Baffin pourraient contenir un enregistrement stratigraphique relativement complet du Quaternaire. Cependant, il existe dans ces coupes des discordances stratigraphiques (Mode et al., 1983) qui indiquent l'aplanissement des sédiments par des niveaux marins transgressifs causés par l'enfoncement glacio-isostatique des régions côtières externes.

Mode (1985) a étudié la palynologie et la malacologie des unités glaciaires et non glaciaires qui précèdent la Glaciation de Foxe et englobent les aminozones de l'est de l'île de Baffin. La figure 3-71 montre les taxons sensibles aux variations climatiques à l'intérieur de chaque aminozone. Bien que l'on ait trouvé la plupart des sols interglaciaires

Tableau 3-9. Rapports D-alloisoleucine; L-isoleucine libres, obtenus sur des dépôts considérés comme approximativement corrélatifs du Membre du Kogalu (Stade d'Ayr Lake, Glaciation de Foxe) (d'après Miller, 1985a).

	aIle:Ile libres
Membre de Kogalu	0,30 ± 0,024 (n = 134)
Moraine d'Alikdjuak (nord de la péninsule de Cumberland; Nelson, 1980)	0,35-0,30
Stade de Duval (sud de la péninsule de Cumberland)	0,28 (n = 3)
Stade de Sunneshine (Cap Dyer)	0,29 (n = 7)
Till de Harbour (île Broughton)	0,29 (n = 3) 0,33 (n = 27)
Fjord McBeth, moraine	0,29 (n = 3)
Péninsule de Hall	0,30 (n = 3)

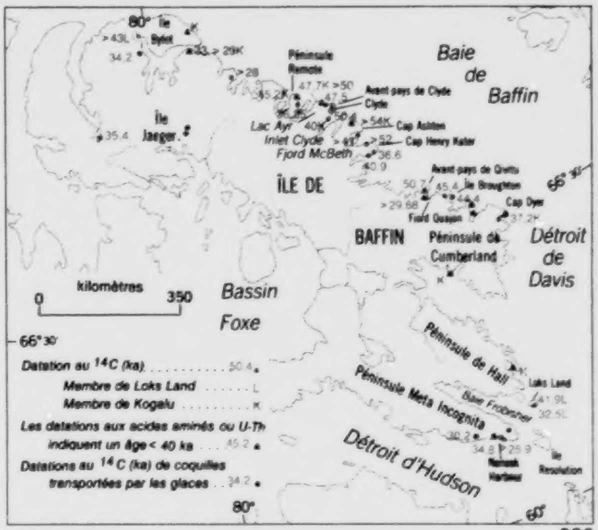


Figure 3.72. Distribution des « vieux » âges ^{14}C dans l'est de l'Arctique. En outre, la carte montre les sites dans lesquels les glaces ont transporté de vieilles coquilles et les ont incorporées aux tills, et les sites pour lequels l'analyse des acides aminés indique l'existence de matériaux anciens (>40 ka). Voir aussi le tableau 3.10.

et autres indicateurs de climats plus chauds dans des sites de la côte est de l'île de Baffin (par ex., Miller et al., 1977; Mode, 1985), on a signalé la présence de tourbes interglaciaires dans des sites proches de la Calotte glaciaire de Barnes (Terasmae et al., 1966). Les datations au radiocarbone indiquent que ces sites ont un âge d'au moins 40 ka, et d'après l'étude de leurs pollens et macrofossiles, il est évident qu'ils se sont formés sous des conditions climatiques nettement plus chaudes qu'actuellement.

Dans des rapports et thèses (par. ex., Feyling-Hanssen, 1976a,b; Miller et al., 1977; Mode, 1980; Nelson,1981; Szabo et al., 1981, Brigham, 1983; et Miller, 1985a) figurent des descriptions stratigraphiques précises et une interprétation détaillée des taux de racémisation des acides aminés, ainsi que des datations ^{14}C et U-Th sur les dépôts antérieurs à la Glaciation de Foxe. Il existe au cap Broughton, à l'extrémité nord de l'île Broughton, un site extrêmement important qui a été étudié par plusieurs chercheurs (England et Andrews, 1973; FeylingHanssen, 1976b; Brigham, 1983). Le stratotype du Membre de Cap Broughton de la Formation de Clyde Foreland y affleure sur une terrasse à 32 m d'altitude (site 13, fig. 2 de Brigham, 1983) et où 18 m de sédiments deltaïques recouvrent le Till de Platform. Le Membre de Cape Broughton est très fossilifère, et contient à la fois des foraminifères et des mollusques. L'analyse finie des datations au ^{14}C nous a fourni plusieurs âges compris entre 28 et 47 ka, mais les rapports d'acides aminés indiquent que ces sédiments sont nettement plus anciens que les sédiments de Kogalu formés durant la première phase de la Glaciation de Foxe (Wisconsinien/Sangamonien) (Szabo et al., 1981; Brigham, 1983). La datation U-Th de coquilles de *Mya truncata* et de *Hiatella arctica* a donné des âges concordants de 142 et 156 ka. Maints articles scientifiques ont déjà montré que les âges

U-Th sur des coquilles marines sont toujours des âges minimums; par conséquent, le site du Cap Broughton représente une importante coupe dans la région orientale de l'Arctique. Même si les sédiments deltaïques recouvrent un till, il n'est pas prouvé que le site ait été subséquemment surmonté par un lobe glaciaire qui progressait vers la mer en suivant le chenal Broughton.

Glaciation de Foxe

La Glaciation de Foxe est subdivisée en trois parties: inférieur, moyen et supérieur. La chronologie relative et absolue de ces subdivisions est basée sur une démarche multiparamétrique. La Glaciation du Foxe inférieur est représenté par le Stade d'Ayr Lake, qui a eu lieu il y a plus de 54 ka et qui correspond très probablement à une glaciation régionale survenue durant des parties des étages 5/4 de la stratigraphie isotopique marine. On connaît mal les épisodes de la Glaciation du Foxe moyen, mais on estime que leur âge pourrait se situer entre 50 et 30 ka. La Glaciation du Foxe supérieur, ou déglaciation du Stade de Baffinland, est bien datée entre 10,7 et 8,0 ka, mais on ignore l'âge du début de ce stade.

Glaciation du Foxe inférieur

On considère ici que la Glaciation du Foxe inférieur comprend la Glaciation d'Éclipse dans l'île Bylot et la partie nord de la baie de Baffin (Klassen, 1982), et le Stade de Sunneshine de la Glaciation de Dyer (Locke, 1980). La limite de la Glaciation de Foxe est cartographiée à la position des moraines latérales externes «fraîches» qui présentent une déclivité vers la baie de Baffin, et un degré modéré d'altération et d'évolution pédogénique. Par endroits, comme au cap Aston (Løken, 1966), dans la péninsule Remote (Ives et Buckley, 1969) et près du cap Dyer (Locke, 1980), les moraines latérales de la Glaciation de Foxe peuvent être directement associées à des deltas glaciomarins fossilifères (par ex., Nelson, 1980) ou à des sédiments proximaux. Le tableau 3-9 indique les rapports alle:Ile caractérisant certains de ces sites-clés, et les compare aux rapports obtenus dans l'aminozone de Kogalu. La comparaison montre que la corrélation entre l'aminozone de Kogalu et le début de la Glaciation de Foxe semble certaine.

On connaît mal l'âge précis de la Glaciation du Foxe inférieur (Szabo et al., 1981; Andrews et Miller, 1984). D'après les âges ^{14}C non significatifs (fig. 3-72 et tableau 3-10), on sait qu'elle remonte à plus de 54 ka. Puisque le début de cet épisode ne peut être déterminé avec précision, il est possible qu'un ou plusieurs stades de la Glaciation du Foxe inférieur soient antérieurs au Wisconsinien et représentent des épisodes glaciaires lors du Sangamonien. On doit aussi préciser que la fréquence des rapports d'acides aminés dans la fraction libre (Mode, 1980; Brigham, 1980) suggère que l'aminozone de Kogalu correspond à deux épisodes distincts de submersion/glaciation.

Nous suggérons que le Stade d'Ayr Lake et la Glaciation du Foxe inférieur se situent à l'intérieur des étages marins 4 ou 5, ou des deux. Cet âge pourra être défini plus rigoureusement par un examen de la stratigraphie océanique de la baie de Baffin, et par corrélation avec la Glaciation d'Éclipse dans le nord de l'île de Baffin et dans l'île Bylot.

Dans des échantillons prélevés par carottier à piston dans la baie de Baffin, Aksu (1981, 1985) a délimité des faciès riches en carbonates détritiques, qu'il a associés à la déglaciation des détroits et passages du Haut Arctique.

Tableau 3-10. Âges "anciens" obtenus par datation au ^{14}C.

Localité (voir fig. 3-72)	Matériel daté	Âge (années BP)		Nº de laboratoire	Références
Loks Land	coquilles	41 900	+ 7 100/-3 700	QC-446	Miller, 1979, p. 17
Loks Land	coquilles	32 500	+ 2 400/-1 800	GX-8591	Andrews and Short, 1983, p. 32
Cap Dyer	coquilles	37 200	± 800	QL-979	Miller, 1979, p. 38
Île Broughton	coquilles	44 400	± 1 000	QL-974	Miller, 1979, p. 43
Avant-pays de Qivitu	tourbe	50 700	+ 2 000/-1 600	QL-1179	Miller, 1979, p. 45
Fjord McBeth	os de baleine	>52 000		QL-976-2	Miller, 1979, p. 50
Falaises Clyde	coquilles	47 500	± 1 200	QL-973	Miller, 1979, p. 56
Cap Broughton	coquilles	45 400	± 600	QL-179	Andrews, 1976, p. 24
Cap Henry Kater	coquilles	36 600	± 350	QL-185	Andrews, 1976, p. 32
Avant-pays de Clyde	coquilles	50 400	+ 1 000/-900	QL-188	Andrews, 1976, p. 34
Avant-pays de Clyde	coquilles	47 700	± 700	QL-183	Andrews, 1976, p. 34
Rivière Kogalu	coquilles	33 600	± 300	QL-136	Miller, 1976
Inlet Scott	coquilles	45 200	± 800	QL-177	Andrews, 1976, p. 20
Avant-pays de Clyde	coquilles	>50 000		Y-1702	Andrews et Drapier, 1967, p. 124
Fjord Clyde	coquilles	40 000	± 3 000	QL-184	Andrews, 1976, p. 35
Cap Aston	coquilles	>54 000		Y-1703	Andrews et Drapier, 1967, p. 124
Fjord McBeth	coquilles	>41 000		I-1829	Andrews et Drapier, 1967, p. 124
Fjord Sam Ford	coquilles	36 250	+ 3 600/-2 000	I-2581	Andrews et Drapier, 1967, p. 148
Pén. Henry Kater	coquilles	40 900	± 2 000	Y-1985	King, 1969
Cap Jameson	coquilles	>28 000		GSC-1090	Hodgson et Haselton, 1974
Inlet Pond	coquilles	33 100	± 900	GSC-1153	Hodgson et Haselton, 1974
Nannuk Harbour	coquilles	>25 900		GSC-468	Blake, 1966, p. 6
Inlet Navy Board	coquilles	34 200	+ 3 400/-2 400	GSC-184	Dyck et al., 1966
Baie Jungerson	coquilles	35 400	+ 2 100/-1 600	GSC-188	Dyck et al., 1966
Rivière Clyde	coquilles	>39 000		GSC-2797	Mode, 1980

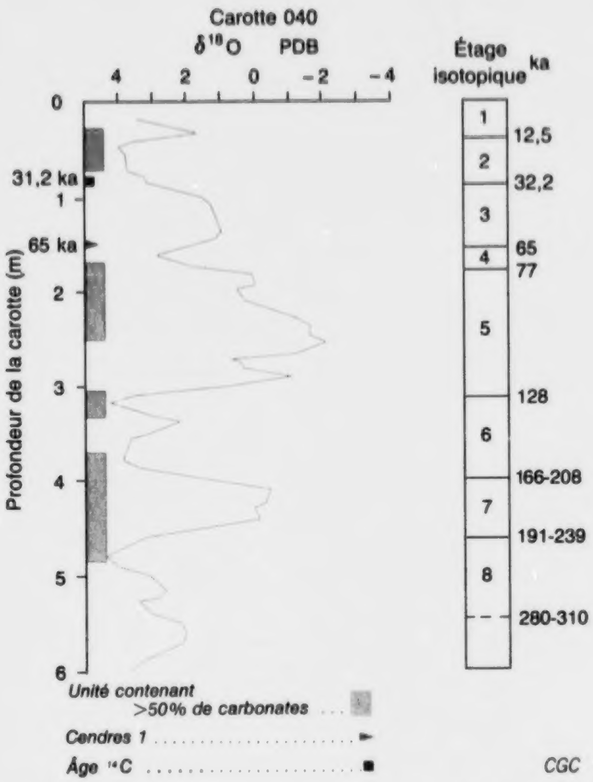


Figure 3.73. Profil du $\delta^{18}O$ dans la carotte 040 au large de l'avant-pays de Clyde (voir fig. 3.72) et segments de la carotte où la teneur en carbonates est >50% (Faciès B défini par Aksu, 1981, 1985). Le faciès B représente l'apport de sédiments riches en carbonates détritiques.

Dans la carotte 040 prélevée au large de l'avant-pays de Clyde (fig. 3-73), des intervalles contenant plus de 50% de carbonates sont présents à des profondeurs d'environ 0,5 et 2 m. Lorsque ces données lithologiques sont comparées à l'enregistrement isotopique des foraminifères planctoniques (fig. 3-73), ces deux niveaux de boues détritiques carbonatées dans la carotte 040 sont associés aux étages isotopiques marins 1/2 et 4/5, entre les dates limites de 12 et 77 ka respectivement.

Klassen (1982, 1985) a cartographié un vaste complexe de moraines latérales qui ont empiété sur l'île Bylot et qui ont été déposées par des glaces progressant vers la mer dans la partie septentrionale de la baie de Baffin. On peut facilement suivre ces moraines latérales sur les photographies aériennes, le till étant lourdement chargé en carbonates de teinte claire. Cet épisode a été nommé glaciation d'Éclipse. D'après les âges ^{14}C et les rapports d'acides aminés qui la délimitent, cette glaciation est corrélée à l'aminozone de Kogalu, donc au Stade d'Ayr Lake de la Glaciation de Foxe. Ainsi, la déglaciation à la fin de la Glaciation d'Éclipse correspondrait au faciès détritique fortement carbonaté de la baie de Baffin (Aksu, 1981).

Un site de la partie centre nord de l'île de Baffin ajoute quelques contraintes quant à l'âge du début de la Glaciation de Foxe. Falconer a recueilli des coquilles provenant d'un diamicton glaciomarin de l'île Jaeger (au nord du bassin Foxe); les coquilles ont été datées à 18 700 ± 1 200 ans (I-1314). Le site a été revisité en 1981 par Miller et Klassen, ces coquilles (*Mya truncata*) sont caractérisées par des rapports alle:Ile d'environ 0,054 (fraction totale). Si les coquilles ont été transportées (comme le suggère la fig. 3-72) par des couches basales de glace ou recouvertes par celles-ci, on peut supposer qu'elles ont été soumises à une température de -2 °C pendant toute la durée de leur évolution thermique (Andrews et al., 1985); cette température permettrait d'estimer un âge de 80 ± 40 ka (G.H. Miller, Institute of Arctic and Alpine Research, Boulder, Colorado, communication personnelle, 1983).

Selon le schéma qui ressort de plusieurs études des dépôts glaciaires et marins formés à l'embouchure de plusieurs fjords de l'île de Baffin (par ex., Løken, 1966, Ives et Buckley, 1969; King, 1969; Dyke, 1977; Miller et al., 1977; Nelson, 1978; Mode, 1980; Locke, 1980, Klassen, 1982) durant le Stade d'Ayr Lake, des glaciers émissaires s'écoulaient vers la mer par les fjords, et se terminaient dans l'avant-pays côtier où ils formaient de vastes lobes de piémont relativement peu inclinés. Les sols et l'altération superficielle des blocs de crêtes morainiques latérales permettent de facilement différencier les dépôts des stades d'Ayr Lake et de Baffinland (Dyke, 1977; Birkeland, 1978; Bockheim, 1979). Durant le Stade d'Ayr Lake, de grands deltas juxtaglaciaires se sont déposés à l'interface glacemer; leur surface atteint une altitude comprise entre 70 et 90 m. Ces surfaces deltaïques s'élèvent quelque 40 ou 50 m au-dessus des sédiments marins bien datés (9 à 10 ka) de l'Holocène inférieur.

Comme on l'a mentionné plus haut, il s'est avéré difficile de dater directement l'épisode d'Ayr Lake, parce qu'il est plus ancien que 54 ka. Selon Szabo et al. (1981), l'âge de 68 ka, obtenu par la méthode U-Th sur les coquilles d'un dépôt deltaïque formé lors du retrait glaciaire dans le fjord Quajon, au nord de la péninsule de Cumberland, donne une valeur minimum assez précise. Toutefois, c'est au pourtour de l'inlet Clyde et des fjords Inugsuin et McBeth (entre l'avant pays de Clyde et le cap Henry Kater) et dans les avant-pays adjacents qu'ont été préservées les meilleures unités stratigraphiques glaciaires et marines du Stade d'Ayr Lake (par exemple Løken, 1966; Miller, 1976; Mode, 1980; J.E. Smith, non publié). Le long de cette côte, le dépôt le plus important est le delta massif du cap Aston, initialement décrit par Løken (1966). Le front du delta s'étend sur environ 10 km, entre 80 et 88 m d'altitude. Un âge de >54 000 BP (Y-1703) obtenu sur des valves de coquilles in situ recueillies dans le delta à 61,3 m d'altitude, permet de fixer l'âge du dépôt deltaïque. De part et d'autre du fjord McBeth, Miller (1979) a décrit et daté une autre séquence deltaïque soulevée d'importance, et ce dernier ainsi que King (1969) ont obtenu une série d'âges ^{14}C pour des unités marines holocènes et plus anciennes du côté sud du fjord McBeth externe et dans l'ensemble de la péninsule Henry Kater. Dans un delta glaciomarin situé sur le versant sud du fjord McBeth, Miller (1979) a daté un os de baleine (<52 000 BP, QL-976-2) à 65 m d'altitude et associé à une surface deltaïque à 73 m. Les lits frontaux sableux du delta sont recouverts par un diamicton de 1,5 m d'épaisseur. Selon Miller (1979, p. 50-51), la séquence sédimentaire indiquerait l'approche d'un glacier dans le fjord McBeth et le chevauchement du site par ce glacier. Une ligne de rivage plus basse, nettement définie autour du fjord McBeth externe, est d'âge holocène inférieur. Par

exemple, des coquilles recueillies à l'île Aulitivik (entrée du fjord McBeth) ont été datées à 8 650 ± 80 BP (DIC-332) et sont associées à un paléorivage à 17 m d'altitude, tandis qu'à 10 km à l'ouest du site du « vieil » os de baleine, King (1969) a obtenu une série d'âges compris entre 8 160 ± 135 BP et 8 760 ± 140 BP associés à un rivage atteignant près de 25 m d'altitude. Des moraines s'étendent dans la même vallée à des altitudes comprises entre 143 et 64 m; selon King (1969), elles seraient d'âge tardiglaciaire; cependant, aucune datation relative n'a été faite sur les sédiments du fjord McBeth, il est donc difficile de dire si cette moraine date du début, du milieu ou de la fin de la Glaciation de Foxe.

Au nord, entre l'inlet Clyde et le lac Ayr, Miller (1976) a décrit les formations en surface et obtenu un âge ^{14}C sur des coquilles marines provenant d'un delta, à 11 km à l'intérieur des terres le long de la rivière Kogalu (laquelle déverse les eaux du lac Ayr jusqu'à la baie de Baffin) et à 42 m d'altitude. L'âge de 33 600 ± 300 BP (QL-136) est considéré comme un âge minimum pour la déglaciation. Il n'existe aucun indice du passage d'un glacier sur le delta. Dans l'inlet Clyde externe, des coquilles datant de l'Holocène inférieur sont associées à des lignes de rivage s'élevant à moins de 25 m d'altitude (Andrews, 1980; Mode, 1980). Mode (1980) a recueilli un échantillon de coquilles à proximité du hameau de Clyde, y compris le mollusque subarctique *Mya pseudoarenaria*, dans les lits frontaux distaux d'une ligne de rivage à 25 m d'altitude. Les coquilles ont été datées à >39 000 BP (GSC-2979), et Mode a interprété la morphologie et la stratigraphie locales comme indiquant que les glaces n'avaient pas atteint la côte externe depuis cette époque.

Ces brèves descriptions illustrent dans ses grandes lignes la stratigraphie glaciaire des côtes externes de l'est de l'Arctique canadien. Il existe un grand nombre de sédiments marins fossilifères datés entre >39 ka et > 54 ka, qui se trouvent bien au-dessus de sédiments marins fossilifères dont l'âge se situe entre 8 et 10 ka. Les premiers sont associés aux moraines latérales et aux dépôts glacioproximaux, tandis que les lignes de rivage holocènes sont des sédiments littoraux distaux normaux (et non des sédiments de contact glaciaire).

Épisodes du Foxe moyen

Les coupes stratigraphiques des côtes externes du centre est de l'île de Baffin n'ont pas permis de documenter des épisodes de sédimentation survenus entre la fin de la régression tardive de Kogalu, et le commencement (vers 10 ka) de l'aminozone holocène d'Eglinton (cf. Miller et al., 1977; Nelson 1982; Brigham, 1983). Toutefois, sur le littoral ouest de la baie de Baffin et de la mer du Labrador, plusieurs auteurs (Ives, 1977; Blake, 1980; Clark, 1982, 1984a; Miller 1985a; Klassen 1985) ont décrit des sédiments marins et glaciomarins déposés pendant un épisode du Foxe « moyen ». À l'île de Baffin, Miller (1985a) a désigné ces sédiments marins du nom de Membre de Loks Land de la Formation de Clyde Foreland. Des unités possiblement corrélatives ont été décrites à Iron Strand, dans le nord du Labrador (Ives, 1977; Clark, 1984a). Les âges ^{14}C relatifs à cet épisode varient entre 42 et 28 ka, et les rapports d'acides aminés sont nettement inférieurs à ceux de l'aminozone de Kogalu (tableau 3-7). L'évaluation de ces rapports par Miller suggère que le Membre de Loks land a probablement un âge compris entre 40 et 50 ka. On sait

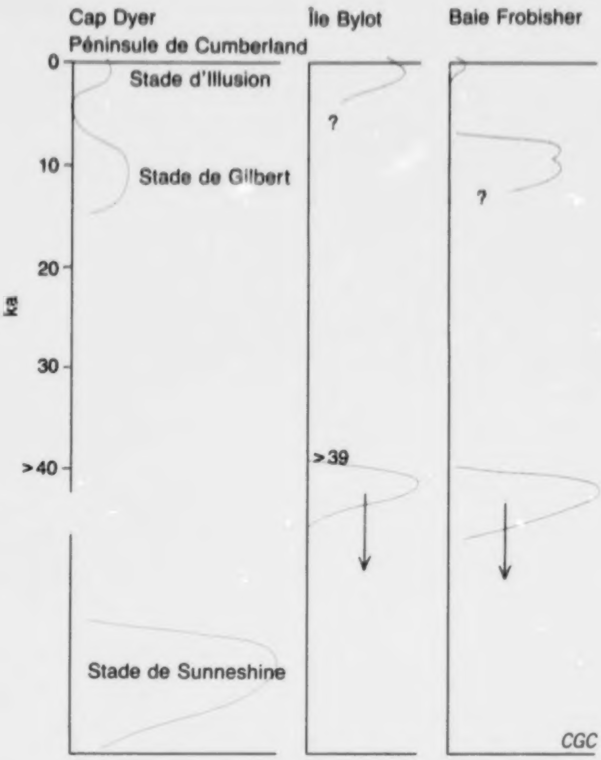


Figure 3.74. Diagramme schématique des variations spatio-temporelles des glaciers locaux de cirque et de vallée sur l'île de Baffin et l'île Bylot au cours de la dernière glaciation.

peu de chose des épisodes glaciaires du Foxe moyen, quoique Dugdale (1972) et Dyke (1977) croient que certains dépôts glaciaires locaux pourraient leur être associés.

Épisodes glaciaires du Foxe supérieur

Le Stade de Baffinland (Andrews et Ives, 1978) est l'unité climatostratigraphique qui englobe les épisodes glaciaires corrélatifs du Wisconsinien supérieur (fig. 3-70). Notre connaissance des épisodes glaciaires, et tout particulièrement de la déglaciation qui a fait suite à la dernière grande avancée glaciaire, est bien meilleure que celle des épisodes antérieurs. Toutefois, nous savons très peu du commencement de la Glaciation du Foxe supérieur. Les coquilles incorporées aux tills durant les réavancées des glaciers de fjord datent généralement des 8 000 ou 9 000 dernières années (Falconer et al., 1965; Smith, 1966). L'âge des coquilles marines trouvées dans les sédiments des deltas glaciomarins formés en bordure de la limite cartographiée du Stade de Baffinland se situe entre 10,7 ka et environ 8 ka. (Andres et Ives, 1978; Miller, 1980; Klassen, 1985), mais nulle part n'a-t-on trouvé in situ des coquilles datant de la glaciation « classique » du Wisconsinien supérieur, entre 20 et 15 ka. L'absence d'âges ^{14}C compris entre 30 et 11 ka a été le sujet de nombreuses discussions et d'inquiétudes (Blake, 1966; Miller et Dyke, 1974; Hodgson et Haselton, 1974; Andrews et Ives, 1978; Denton et Hughes, 1981).

Récemment, dans le but de mieux cerner la chronologie de la Glaciation du Foxe supérieur, et en particulier le début de cet épisode, on a fait appel à deux méthodes. Tout d'abord, on a cherché à modéliser la réponse isostatique régionale à la surcharge glaciaire durant le Stade de Baffinland, et l'on a comparé les divers scénarios à l'évolution du niveau relatif de la mer (Andrews, 1975, 1980; Dyke, 1979c; Clark, 1980; Quinlan, 1981, 1985). De ces études, tous les chercheurs ont conclu que la marge glaciaire orientale lors de la Glaciation du Foxe supérieur n'a pas fluctué significativement entre environ 18 et 8 ka. Ainsi, les moraines du Stade de Baffinland représentent soit une période d'accumulation lente et durable du till, soit une période d'oscillations successives relativement brèves d'une marge glaciaire presque stationnaire pendant 10 ka.

La seconde méthode a consisté à examiner les carottes marines prélevées sur la plate-forme continentale et dans les fjords dans le but d'identifier des unités lithostratigraphiques pouvant être rattachées à la chronostratigraphie glaciaire (Osterman, 1982). Ces travaux se poursuivent actuellement. L'un des principaux problèmes que pose cette méthode est l'évaluation de la fiabilité des âges ^{14}C obtenus sur la matière organique provenant de ces carottes (Fillon et al., 1981; Andrews et Julls, 1984). Bien que les datations au ^{14}C effectuées sur la fraction insoluble aux acides permettent de situer l'âge du niveau basal de diverses carottes entre 27 et 12 ka (par exemple Andrews et al., 1983a), ces estimations sont des valeurs maximales, en raison de la contamination par des unités plus anciennes. Jusqu'à présent, la valeur la plus fiable mesurée sur des carottes prélevées dans les fjords de l'île de Baffin (cap Aston), soit 11 770 ± 550 BP (GX-6280), a été obtenue sur des coquilles prélevées à 0,62 m de profondeur. Actuellement, seule la carotte HU77-156, provenant de la partie externe de la baie Frobisher (au nord de l'île Résolution) (Osterman, 1982), pourrait remonter au début du Stade de Baffinland; cependant, un âge de 27 255 ± 1250 BP (GX-7883) attribué à la base de ce Stade et obtenu par la datation d'un échantillon à 2,45 m de profondeur dans une carotte, semble anormalement élevé. Les rapports d'acides aminés sur les foraminifères inclus dans la carotte indiquent qu'un âge de 18 ka est plus probable (Osterman et al., 1985). Il faudrait également rappeler que les datations au ^{14}C provenant de différents laboratoires n'ont pas toutes été calibrées de la même façon. Il peut en résulter une différence d'âge de 400 à 700 ans pour la datation des mêmes coquilles par les divers laboratoires. Il faut donc comparer avec circonspection les âges ^{14}C en provenance de différents laboratoires.

Il faut se rappeler, en évaluant l'âge de la Glaciation du Foxe supérieur dans l'est de l'Arctique canadien, que la région a subi non seulement l'influence de l'Inlandsis laurentidien, mais aussi celle des calottes glaciaires locales, et des glaciers de vallée et de cirque qui occupaient les hautes terres à proximité de la marge est de l'Inlandsis. Les études portant sur la chronologie de ces glaciers locaux indiquent que leurs fluctuations ne sont pas synchrones avec celles de l'Inlandsis laurentidien (Miller, 1975, 1976; Dyke, 1977; Birkeland, 1978; Locke, 1980; Hawkins, 1980; Klassen 1985). La figure 3-74 illustre l'évolution spatio-temporelle des avancées glaciaires dans certaines de ces régions (Andrews, 1982b). Deux réponses contrastées sont évidentes: 1) une grande extension néoglaciaire des glaces locales aussi importante que lors des 30 à 40 derniers milliers d'années (p. ex. Miller, 1976) et 2) la grande expansion des glaciers locaux durant le Stade de Baffinland (Miller, 1973), suivie d'un important retrait glaciaire de l'Holocène inférieur à l'Holocène moyen.

Plusieurs chercheurs (Falconer et al., 1965; Craig, 1965b; Blake, 1966; Andrews et Ives, 1972; Miller et Dyke, 1974; Hodgson et Haselton, 1974; Miller, 1980; Denton et Hughes, 1981) ont étudié la position de la marge de l'Inlandsis durant le maximum du Stade de Baffinland; toutefois, la position de la marge lors de cet épisode stadiaire n'est pas connue avec certitude dans de nombreuses localités. La cartographie des moraines latérales longeant les versants intérieurs de nombreux fjords n'a été effectuée que dans quelques régions (Smith, 1966; Pheasant, 1971; Dyke, 1977) - et en particulier, les moraines des fjords n'ont pas été systématiquement tracées autour des hauts plateaux et sur ces derniers. Ainsi, nous ne savons pas si l'altération superficielle et l'évolution pédogénique sont marquées de discontinuités à l'intérieur de ce transect. La figure 3-75 indique la région dans laquelle existent des moraines associées au maximum du Stade de Baffinlan. , et la localisation des datations au ^{14}C les plus significatives (tableau 3-11). La plupart des datations proviennent de coquilles marines prélevées dans les lits frontaux ou de base de séquences deltaïques associées à des moraines (cf. Andrews et al., 1970). La figure 3-75 indique aussi la localisation d'une série de datations au ^{14}C sur des matériaux organiques et des coquilles associés à la transgression de Cape Adair (Holocène inférieur), laquelle est plus ou moins contemporaine du maximum de Baffinland (tableau 3-12; Andrews, 1980). Cette transgression est représentée par une terrasse encore bien nette sur une grande partie de la côte externe orientale (figure 3-76).

Les travaux de Miller (1980, 1985b) sur la baie Frobisher indiquent que l'Inlandsis a atteint son extension maximum dans le sud-est de l'île de Baffin vers 10,7 ka. Klassen (1985) a obtenu un âge ^{14}C sur des coquilles in situ dans un delta glaciomarin proximal de la région du cap Hatt dans le nord de l'île de Baffin, cette date indique que les glaces occupaient complètement l'inlet Milne vers 9,9 ka. Falconer (in Andrews et Drapier, 1967) a découvert, près du hameau d'Arctic Bay, dans le nord de l'île de Baffin (cf. fig. 3-75), un site de grande importance en ce qui concerne l'extension des glaces du Stade de Baffinland. Il a obtenu un âge de 9,2 ka pour le milieu d'une couche de tourbe de 5 m d'épaisseur. Le site a été revisité par Short, laquelle a recueilli une série d'échantillons dont l'âge se situe entre la période actuelle et 16 ka. Cette tourbe est située du côté distal de moraines qui ont été associées à la position de l'avancée maximum de l'inlandsis du Foxe supérieur (par exemple, Falconer et al., 1965; Miller et Dyke, 1974). Pour l'instant, il reste encore à déterminer quelle était la situation de l'inlandsis dans les autres fjords de l'île de Baffin. Les sites qui se trouvaient au-delà de la marge glaciaire du Stade de Baffinland peuvent être délimités dans plusieurs régions où les datations ^{14}C et U-Th sur des coquilles marines in situ (p. ex. Løken, 1966, Model et al., 1983) ont donné des âges minimums >40,0 ka (Miller et Dyke, 1974; Miller et al., 1977; Locke, 1980; Nelson, 1982; Brigham, 1983; Klassen, 1985).

Déglaciation du Foxe supérieur

Des cartes illustrant la déglaciation de la région ont été préparées par Ives et Andrews (1963), Falconer et al. (1965), Bryson et al. (1969), Prest (1969), et Dyke (1974).

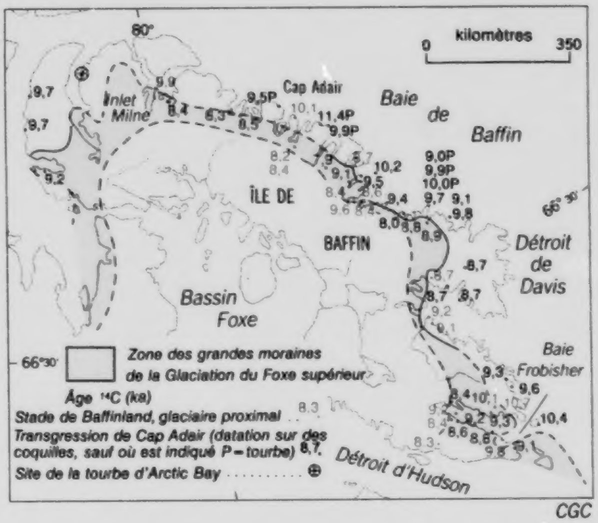
Tableau 3-11. Âges ^{14}C des dépôts glaciomarins proximaux du Stade de Baffinland.

Localité (voir fig. 3-75)	Matériel daté	Âge ^{14}C (années BP)	N° de laboratoire	Références
Baie Frobisher	coquilles	10 720 ± 140	QC-480A	Miller, 1979, p. 17
Baie Frobisher	coquilles	10 100 ± 110 (10 510 ± 110)*	GSC-2725	Miller, 1979, p. 21
Baie Cornelius Grinnel	coquilles	8 890 ± 100 (9 300 ± 100)*	GSC-2568	Miller, 1979, p. 27
Baie Chidlick	coquilles	8 660 ± 160 (9 070 ± 160)*	GSC-2466	Miller, 1979, p. 28-29
Fjord Quajon	coquilles	8 980 ± 180	Gak-5479	Andrews, 1976, p. 27
Sud de la péninsule de Cumberland	coquilles	8 660 ± 110 (9 070 ± 110)*	GSC-2183	Andrews, 1976, p. 6
Inlet Scott	coquilles	10 095 ± 95	SI-2612	Andrews, 1976, p. 40
Baie Lewis	coquilles	8 450 ± 190	GX-8159	Andrews et Short, 1983, p. 25
Baie Eggleston	coquilles	8 690 ± 120 (9 100 ± 120)*	GSC-3157	Andrews et Short, 1983, p. 24
Île Pugh	coquilles	9 875 ± 130	QC-903	Andrews et Short, 1983, p. 26
Île Pugh	coquilles	8 590 ± 100 (9 000 ± 100)*	GSC-3660	Non publié
Détroit de York	coquilles	8 820 ± 110	SI-4368	Andrews et Short, 1983, p. 35
Détroit de Jackman	coquilles	9 845 ± 175	SI-5172	Andrews et Short, 1983, p. 37
SE Meta Incognita	coquilles	9 190 ± 195	SI-8194	Andrews et Short, 1983, p. 43
Détroit de Tay	coquilles	8 350 ± 300	I-724	Andrews et Drapier, 1967, p. 127
Fjord Sam Ford	coquilles	8 210 ± 130	I-1933	Andrews et Drapier, 1967, p. 132
Fjord Clyde	coquilles	7 940 ± 130	I-1932	Andrews et Drapier, 1967, p. 136
Fjord Inugsuin	coquilles	7 970 ± 340	I-1673	Andrews et Drapier, 1967, p. 136
Fjord Inugsuin	coquilles	7 900 ± 210	I-1602	Andrews et Drapier, 1967, p. 136
Fjord Sam Ford	coquilles	8 000 ± 150 (8 410 ± 150)*	GSC-630	Andrews et Drapier, 1967, p. 136
Fjord Tingin	coquilles	8 430 ± 140	Y-1830	Andrews et Drapier, 1967, p. 149
Fjord Tingin	coquilles	8 300 ± 135	I-2611	Andrews et Drapier, 1967, p. 149
Baie Foxe "C"	coquilles	9 180 ± 1140 (9 590 ± 1140)*	GSC-707	Andrews et Drapier, 1967, p. 150
Fjord Kangok	coquilles	8 435 ± 105	GX-930	Andrews et Drapier, 1967, p. 152
Fjord Kangok	coquilles	7 820 ± 140	Y-1834	Andrews et Drapier, 1967, p. 152
Baie Okoa	coquilles	8 760 ± 350	St-3816	Andrews et Drapier, 1967, p. 265
Fjord McBeth	coquilles	8 760 ± 140	I-3211	King, 1969, p. 207
Baie Bernier	coquilles	8 830 ± 170 (9 240 ± 170)*	GSC-182	Craig, 1965b, p. 6
Détroit de York	coquilles	8 840 ± 160 (9 250 ± 160)*	GSC-463	Blake, 1966, p. 6
Cap Hatt	coquilles	9 510 ± 180 (9 920 ± 180)*	GSC-3318	Klassen, 1985
Rannock Arm	coquilles	7 890 ± 160 (8 300 ± 160)*	GSC-1064	Hodgson et Haselton, 1974
Baie Kentra	coquilles	8 090 ± 160 (8 500 ± 160)*	GSC-1060	Hodgson et Haselton, 1974

*L'âge entre parenthèses est la valeur de la datation GSC + 410 années, de sorte que la valeur soit comparable aux autres âges figurant dans le tableau.

Depuis ces publications, il y a eu une augmentation substantielle du nombre de datations au ^{14}C, en particulier dans certaines régions de l'est et du sud de l'île de Baffin (par ex. Andrews, 1976; Miller, 1979; Andrews et Short, 1983). La figure 3-77a-f représente la mise à jour d'une série de cartes paléogéographiques montrant la déglaciation de la région.

Pour établir la chronologie de la déglaciation, il est particulièrement important de connaître la chronologie du retrait glaciaire dans le détroit d'Hudson, puisque les événements qui y sont survenus sont déterminants quant à la chronologie de la déglaciation dans la baie d'Hudson, la baie d'Ungava, le bassin Foxe, et la marge est des Glaces du Keewatin. Dans la baie Frobisher, immédiatement au nord du détroit d'Hudson, les Moraines de Hall se formaient encore vers 11 ka (Miller, 1980; Colville, 1982; Lind, 1983), la mer s'est introduite dans la région à l'arrière des moraines vers 10,7 ka, puis des réavancées jusqu'aux moraines ont eu lieu vers 10 ka (Osterman et al., 1985). Entre 10 et 9 ka, les glaces se sont rapidement retirées jusqu'aux Moraines de Frobisher Bay, à la tête de la baie Frobisher (cf. Blake, 1966). Par contre, les âges ^{14}C provenant de deltas glaciomarins le long de l'extrémité sud-est du littoral de l'île de Baffin (Andrews et Miller, 1985) indiquent que les glaces se trouvaient encore au large, sur la plate-forme continentale, vers 8,5 ka tout au plus. Néanmoins, des âges de 9 100 ± 480 BP (GSC-2946) et 8 730 ± 250 BP (GSC-2698) sur une carotte échantillonnée à l'embouchure du détroit d'Hudson, et les âges compris entre 9,6 et 9,8 ka sur des échantillons provenant du nord de la péninsule d'Ungava (Grey et Lauriol, 1985) indiquent que la majeure partie du détroit d'Hudson était déglacée bien avant 8,5 ka. Il est possible que les deltas glaciomarins du sud-est de l'île de Baffin témoignent d'une



CGC

Figure 3.75. Carte indiquant (1) la distribution des âges ^{14}C associés à des dépôts de contact glaciaire, dont beaucoup sont d'âge Cockburn (Andrews et Ives, 1978); (2) la localisation des âges ^{14}C obtenus sur des tourbes et des coquilles associées à une transgression marine de l'Holocène inférieur (transgression de Cape Adair); et (3) la distribution schématique des moraines frontales et latérales de la Glaciation du Foxe supérieur. Pour plus d'information sur les âges ^{14}C, consulter les tableaux 3.11 et 3.12.

Tableau 3-12. Âges ^{14}C associés à la transgression de Cap Adair.

Localité (voir fig. 3-75)	Matériel daté	Âge ^{14}C (années BP)	N° de laboratoire	Références
?Loks Land	coquilles	9 960 ± 230 (10 370 ± 230)*	GSC-2752	Miller, 1979, p. 22
Île Allen	coquilles	9 230 ± 110 (9 640 ± 110)*	GSC-2618	Miller, 1979, p. 26
Fjord Kingnait	coquilles	8 680 ± 160 (9 090 ± 160)*	GSC-2478	Miller, 1979, p. 31
Avant-pays de Qivitu	tourbe	9 950 ± 185	QC-453	Miller, 1979, p. 31
Avant-pays de Qivitu	coquilles	9 280 ± 120 (9 690 ± 120)*	GSC-2479	Miller, 1979, p. 31-32
Avant-pays de Qivitu	tourbe	9 935 ± 165	QC-451	Miller, 1979, p. 47
Avant-pays de Qivitu	tourbe	9 092 ± 150	QC-454	Miller, 1979, p. 47-48
Fjord Itiribilung	coquilles	9 110 ± 160 (9 520 ± 160)*	GSC-2215	Andrews, 1976, p. 33
Fjord Itiribilung	coquilles	8 670 ± 140	I-3136	King, 1969, p. 207
Avant-pays de Clyde	plantes	9 880 ± 200	GSC-2201	Andrews, 1976, p. 36
Avant-pays de Clyde	plantes	11 360 ± 320	SI-2614	Andrews, 1976, p. 42
Cap Adair	tourbe	9 480 ± 165	DIC-374	Andrews, 1976, p. 42
Ile Broughton	algues	9 100 ± 140	GSC-1969	Andrews, 1975, p. 80
Fjord Pangnirtung	coquilles	8 690 ± 90 (9 100 ± 90)*	GSC-2001	Andrews, 1975, p. 84
Irkalulik	coquilles	8 410 ± 340 (8 820 ± 340)*	GSC-1638	Andrews et Miller, 1972, p. 263
Île Broughton	coquilles	9 850 ± 250	GaK-2573	Andrews et Miller, 1972, p. 274
Péninsule Henry Kater	coquilles	10 210 ± 180	Y-1986	King, 1969, p. 207
Cap Kater	coquilles	9 260 ± 150 (9 670 ± 150)*	GSC-392	Dyck et al., 1966
Baie McBean	coquilles	9 280 ± 150 (9 690 ± 150)*	GSC-241	Dyck et al., 1966

*L'âge entre parenthèses est la valeur de la datation GSC + 410 années, de sorte que la valeur soit comparable aux autres âges figurant dans le tableau.

réavancée des Glaces du Labrador à travers le détroit d'Hudson après sa déglaciation initiale (fig. 3-77c). Au sud, la côte ouest de la baie d'Ungava n'a pas été déglacée avant 7,0 ka approximativement (fig. 3-77e; Hillaire Marcel, 1979; Lauriol et al., 1979) et le bassin Foxe a été déglacé à peu près à la même époque (Ives et Andrews, 1963; Blake, 1966). La déglaciation de l'île Southampton ne s'est pas produite avant un intervalle compris entre 7,5 et 6,6 ka (Bird, 1970, fig. 3). Le schéma de déglaciation observé dans la péninsule de Melville (Sim, 1960a; Craig, 1965b), suggère qu'après la déglaciation de la côte ouest un peu avant 8 ka et celle de la côte est aux environs de 7 ka, des masses glaciaires résiduelles se sont désagrégées sur les hautes terres.

Il faut aussi discuter de la lente déglaciation dans de nombreux fjords de l'est de l'île de Baffin entre 8 et 5 ka (voir Andrews, 1982b). Cette lente déglaciation s'est produite à un moment où, selon les indices fournis par les pollens et les macrofossiles, le climat marin et atmosphérique était au moins aussi doux qu'actuellement (Andrews, 1985b). Il est possible qu'une augmentation des précipitations nivales, due au dégagement de la baie de Baffin (glaces saisonnières) ait atténué l'augmentation des températures estivales, et l'accroissement associé de l'ablation glaciaire.

Un aspect important de la déglaciation, en particulier à l'île de Baffin, a été la formation de grands systèmes de lacs glaciaires (Ives, 1962; Dyke et al., 1982a; Ives et Andrews, 1963). Par exemple, Miller (1985b) a identifié une série de grands lacs glaciaires qui existaient entre la marge de l'inlandsis et le terrain progressivement plus élevé de la péninsule de Hall durant l'édification des moraines de Hall et Frobisher Bay.

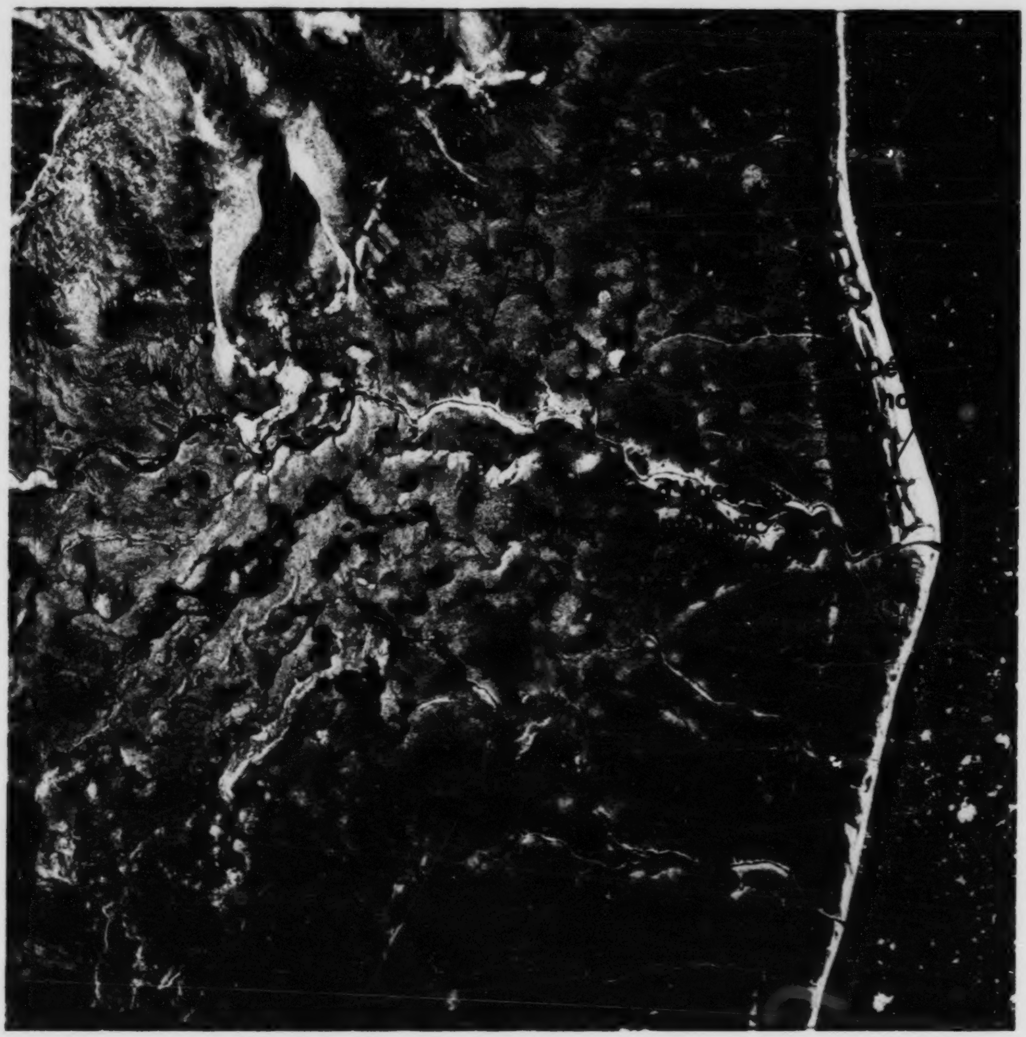


Figure 3.76. Limite supérieure de la transgression de Cape Adair (Holocène inférieur) près de sa région type. Des sédiments marins s'étendent au-delà de la limite supérieure de la transgression, et l'analyse des acides aminés indique que ces sédiments sont contemporains du Membre de Kogalu de la Formation de Clyde Foreland. PNA A16301-29.

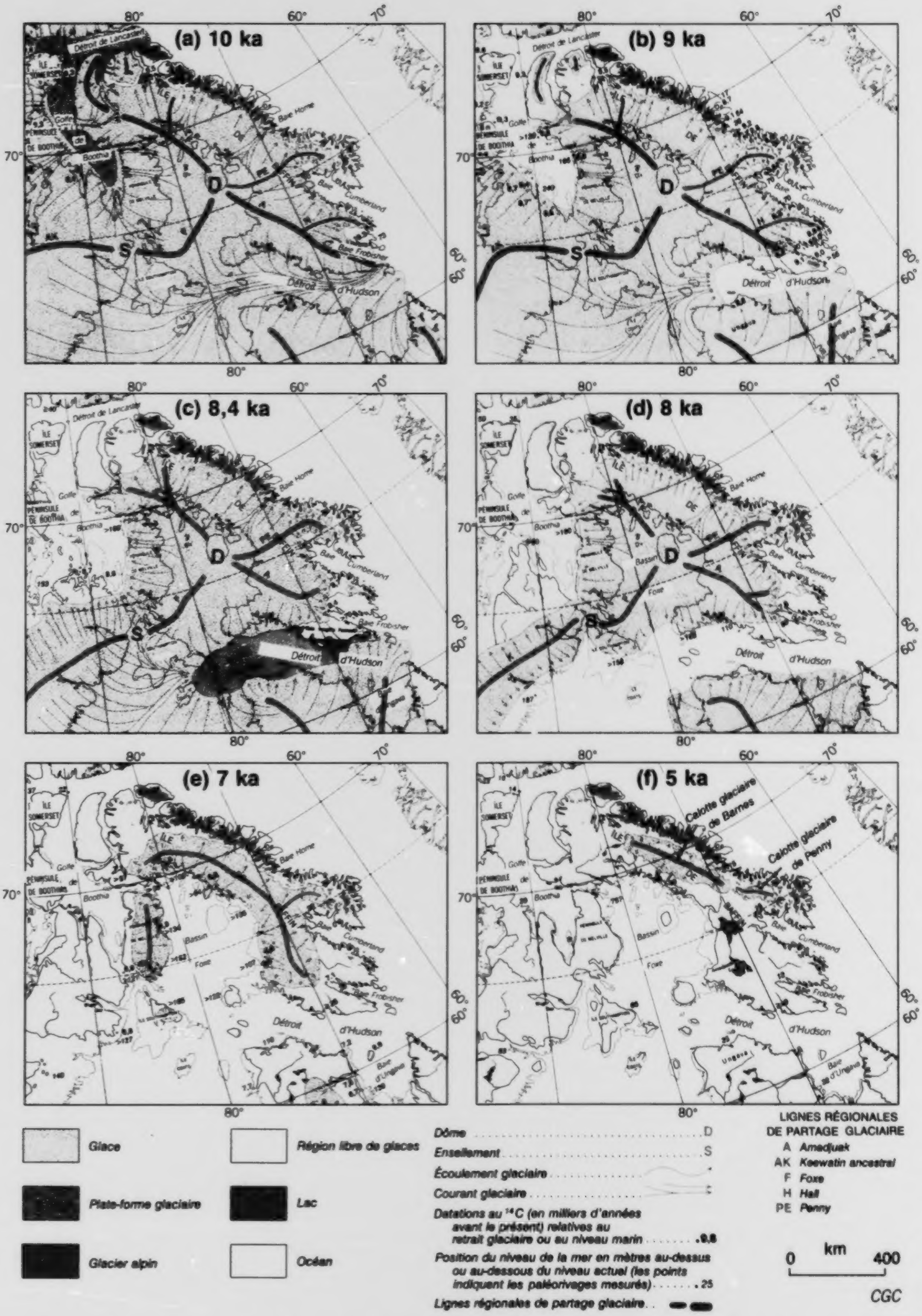


Figure 3.77. Cartes paléogéographiques de la déglaciation dans l'est de l'Arctique, aux âges suivants: (a) 10 ka, (b) 9 ka, (c) 8,4 ka, (d) 8 ka, (e) 7 ka et (f) 5 ka.

Bien que l'évolution de l'inlandsis et des glaciers locaux, entre 9 et 5,5 ka, ait été dominée par la déglaciation, des épisodes de réavancée ou de halte glaciaire ont ponctué le retrait généralisé. Dans les fjords de l'est de l'île de Baffin, plusieurs glaciers de fjord ont réavancé durant le Sous-étage de Cockburn (Falconer et al., 1965; Smith, 1966; Andrews et al., 1970). En outre, l'inlandsis a réavancé et édifié les Moraines de Frobisher Bay entre 8,4 et 8,6 ka (Blake, 1966; Miller, 1980; Lind, 1983) et, à peu près à la même époque, les glaciers locaux ont avancé vers le nord à partir des calottes glaciaires de Terra Nivea et Grinnell (près de la pointe de la péninsule Meta Incognita; Muller, 1980). Entre 8 et 5 ka, durant le Sous-étage de Kangilo (tableau 3-8), il semble que des moraines se soient déposés en bordure de certaines parties de l'inlandsis. Dans l'ouest de l'île de Baffin, la Moraine d'Isortoq (Andrews, 1966) s'est formée immédiatement après la déglaciation et pourrait donc ne pas refléter une oscillation climatique, mais un réajustement entraîné par un changement de la dynamique glaciaire (par ex., Andrews, 1973; Hillaire-Marcel et al., 1981).

Néoglaciation

Vers 5 ka, les seuls vestiges de l'Inlandsis laurentidien se trouvaient dans l'île de Baffin (fig. 3-77f). Miller (1973) a suggéré qu'il y a environ 5 ka, la marge nord de la Calotte glaciaire de Penny se trouvait en retrait de sa marge actuelle, et il est probable que les glaciers locaux, de vallée et de cirque, étaient beaucoup moins étendus qu'actuellement. Toutefois, un peu après 5 ka, les marges ouest des calottes glaciaires de Penny et Barnes se sont avancées (Dyke, 1977; Andrews et Barnett, 1979; Dyke et al., 1982a), et dès 3,2 ka environ (datation lichénométrique), les glaciers locaux s'étaient retirés d'une série de moraines néoglaciaires externes (Miller, 1973; Davis, 1985). Les moraines datées par lichénométrie se composent d'une couche de débris supraglaciaires recouvrant un noyau de glace. Ainsi, les moraines datées par lichénométrie datent le commencement de l'amincissement et du retrait des glaciers. La plupart des moraines néoglaciaires sont caractérisées par la présence de lichens de petit diamètre (fig. 3-78), et sont donc jeunes. En outre, l'avancée néoglaciaire la plus importante s'est généralement produite au cours des 100 à 300 dernières années. Par endroits, les avancées néoglaciaires ont été tout aussi importantes ou plus importantes que celles survenues au cours des 30 à 40 derniers milliers d'années (Miller, 1976; Dyke, 1977; Klassen, 1982, Locke, 1980).

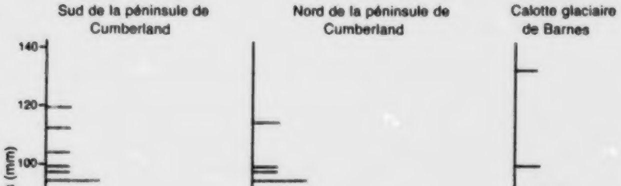


Figure 3.78. Fréquence des moraines caractérisées par divers diamètres maximums des lichens, dans trois localités de l'île de Baffin (d'après Davis, 1985).

On peut associer le début de la néoglaciation aux indices de conditions climatiques plus froides révélées par la palynologie des tourbes et des sédiments lacustres dans tout l'est de l'île de Baffin (Mode, 1980; Davis, 1980; Andrews et al., 1980b, Short et al., 1985).

Un certain nombre de faits indiquent que durant le Petit Âge glaciaire, des névés ont occupé quelques-uns des cirques en bordure du plateau d'Ungava, et il est donc concevable que dans l'île Southampton et ailleurs dans la région, il ait existé de petits glaciers dans les cirques. En raison du réchauffement global survenu au début et au milieu du XX^e siècle, la plupart des glaciers se sont retirés, de façon plus ou moins importante selon les cas. Toutefois, depuis 1963, le climat estival de l'est de l'Arctique est en moyenne devenu plus rigoureux, et en 1983, de toute évidence, quelques glaciers débouchant sur la mer semblaient même être en progression. Ives (1962) a postulé que durant le Petit Âge glaciaire, de grands territoires dans le centre nord de l'île de Baffin avaient été recouverts d'une mince couverture de neiges pérennes. Cette théorie a été ultérieurement confirmée par l'analyse de photographies aériennes et de l'imagerie Landsat (Wright, 1975; Andrews et al., 1976; Locke et Locke, 1977). Sur les images et au sol, ces zones sans lichens sont caractérisées par des bordures bien nettes là où elles sont juxtaposées à un terrain qui porte une couverture plus dense de lichens. Les datations au ^{14}C sur des mousses mortes recueillies à l'intérieur des zones sans lichens suggèrent que ces mousses sont mortes à un moment ou un autre au cours des 300 dernières années (par ex., Falconer, 1966). Bien que les travaux de cartographie régionale n'aient porté que sur l'île de Baffin, il semble évident qu'une couverture de neige a probablement existé pendant le Petit Âge glaciaire sur les hauteurs de l'île Southampton et de la péninsule de Melville.

Selon Ives (1962), la couverture de neige formée sur les plateaux de Baffin pendant le Petit Âge glaciaire pourrait être un exemple approprié « de l'englaciation instantanée » de l'est de l'Arctique canadien. Les reconstitutions de Williams (1978, 1979) montrant la couverture nivale au commencement de la dernière glaciation appuient cette analogie, même si Koerner (1980a,b) met en doute à la fois les indices et l'interprétation relatifs aux zones sans lichens.

Variations du niveau marin relatif

Dans le cadre des recherches sur le Quaternaire de l'est de l'Arctique, l'un des thèmes privilégiés est l'évolution du niveau marin et ses relations avec les épisodes de glaciation et de déglaciation. Les recherches ont beaucoup porté sur la cartographie de la limite marine holocène et sur la datation de cette limite et des paléorivages marins en con-

trebas (Bird, 1953, 1967; Sim, 1960b; Ives, 1964; Blake, 1966; Andrews, 1966, 1980; Matthews, 1967; Dyke, 1974, 1979c; Andrews et Miller, 1985; Quinlan, 1985). En outre, les recherches dans les régions côtières externes de l'est de l'île de Baffin ont permis de cartographier des limites marines et des sédiments marins datant de plus de 40 ka (Løken, 1966; Ives et Buckley, 1969; King, 1969; Miller et Dyke, 1974; Miller et al., 1977).

La figure 3-79 indique l'altitude et les âges des paléorivages de la péninsule de Cumberland, à l'île de Baffin, mais cette figure peut aussi être considérée comme étant « représentative » des régions côtières externes de l'est de l'Arctique. Dans la région couverte par le diagramme, les lignes de rivages s'élèvent jusqu'à 105 m d'altitude, et les coquilles provenant des sédiments associés sont caractérisés par des rapports d'acides aminés corrélatifs de l'aminozone de Kogalu (Stade d'Ayr Lake). Sous ces hautes lignes de rivage, il existe des formes littorales datant de près de 10 ka et représentant une transgression marine jusqu'à une limite marine d'âge holocène. La figure 3-76 montre la terrasse bien définie qui constitue la limite supérieure de la transgression marine de l'Holocène inférieur, dans les régions côtières externes de l'est de l'Arctique; cette terrasse est entaillée dans des sédiments datés à >40 ka (par ex., Nelson, 1980, 1982). Dans la partie interne des fjords, les lignes de rivage de l'Holocène inférieur passent progressivement aux marges glaciaires d'âge Cockburn et Remote Lake (Dyke, 1979c, fig. 7). Par contre, vers la limite est du transect, les fjords à l'ouest-nord-ouest du cap Dyer contiennent de grands deltas glaciomarins, associés à des moraines frontales recourbées, submergés jusqu'à des profondeurs de 20 à 40 m sous le niveau actuel de la mer (Miller, 1975, Andrews, 1980). La plupart des régions côtières externes de l'est de Baffin sont actuellement en voie de submersion, et à proximité du cap Dyer et plus à l'ouest sur 50-70 km, le niveau marin actuel est la « limite marine » holocène.

L'altitude de la limite marine augmente d'est en ouest dans toute la région (fig. 3-80). Le long du détroit d'Hudson, la limite s'élève vers l'ouest de 35 à 172 m d'altitude, et dans l'île Southampton, elle atteint une altitude de 190 m (Bird, 1970). La limite marine s'élève vers l'ouest de 90 à 110 m dans les régions côtières externes de l'ouest de l'île de Baffin jusqu'à 104-152 m sur la côte est de la péninsule de Melville. L'altitude de la limite marine varie grandement à l'échelle locale, et en fait, ces variations d'altitude sont très utiles pour l'étude de la vitesse relative du retrait glaciaire (cf. Andrews, 1970; Andrews et al., 1970). Par exemple, dans la baie Frobisher, la limite marine du côté distal de la Moraine de Frobisher Bay se situe entre 100 et 122 m, tandis que du côté proximal de cette moraine, elle se situe entre 30 et 42 m d'altitude (Blake, 1966; Miller, 1980; Colvill, 1982; Lind, 1983). On observe un ressaut similaire à la limite marine de part et d'autre de la Moraine d'Ekalugad dans la baie Home (Andrews et al., 1970).

Dans une grande partie de la région, l'évolution du niveau marin relatif a été caractérisée par un cycle de régression pendant tout l'Holocène moyen et supérieur (fig. 3-81). Les observations suggèrent que dans les régions côtières externes de l'île de Baffin, le niveau de la mer a été plus bas qu'actuellement au cours des 6 000 dernières années (Pheasant et Andrews, 1973; Dyke, 1979c; Andrews et Miller, 1985). Du point de vue de la modélisa-

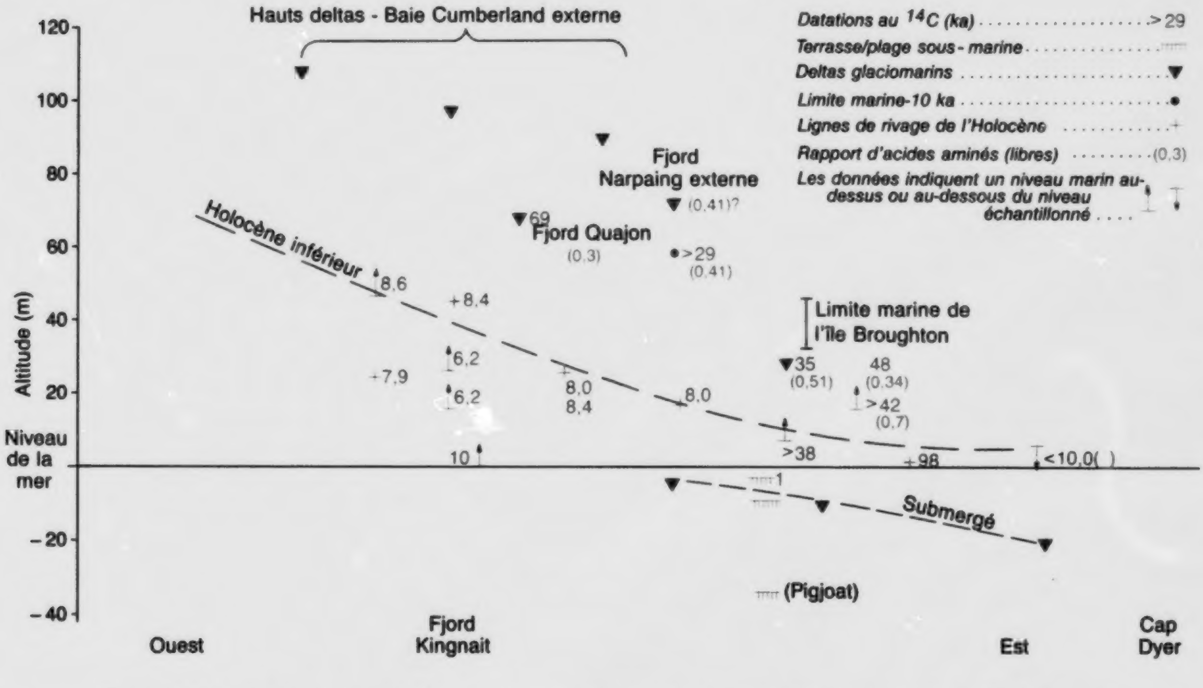


Figure 3.79. Diagramme équidistant des paléorivages dans la région de la péninsule de Cumberland (île de Baffin), montrant l'altitude des lignes de rivage le long d'un transect (indiqué à la figure 3.80) partant du cap Dyer et allant vers l'intérieur des terres (d'après Andrews, 1980).

tion glacio-isostatique, l'est de l'Arctique se subdivise en deux zones (fig. 3-80; Clark et al., 1978). La Zone I est dominée par le relèvement isostatique et, là où les matériaux meubles, les pentes et l'exposition y sont propices, cette zone comporte de nombreuses plages soulevées. La majeure partie de la région étudiée se trouve dans cette zone. La Zone II est caractérisée par l'absence de plages soulevées; ces secteurs se situent bien au-delà de la limite de la Glaciation de Foxe (Wisconsinien). La Zone II (fig. 3-80, site 12) se limite à la pointe externe de la péninsule de Cumberland (Miller, 1975; Dyke, 1979c, Locke, 1980; Hawkins, 1980). Il existe aussi une importante zone de transition entre les Zones I et II. Dans la zone de transition, l'émersion initiale est suivie d'une submersion, à mesure que le bombement marginal se déplace à travers la région. La zone de transition (fig. 3-80) a été identifiée dans les parties nord et sud de la péninsule de Cumberland, et dans la partie externe de la baie Frobisher (Pheasant et Andrews, 1973; Dyke, 1979c; Andrews et Miller, 1985). La délimitation de la zone de transition amène d'autres indices relatifs à l'extension de la Glaciation du Foxe supérieur dans l'est de l'Arctique.

La plupart des courbes d'émersion obtenues dans l'Arctique canadien montrent une simple décroissance exponentielle du niveau marin durant tout l'Holocène (Zone I; fig. 3-81, sites 5 et 6) ou un cycle émersion/submersion (Zone I/II). De plus en plus de données provenant des régions côtières externes de l'est de l'île de Baffin indiquent que l'évolution du niveau de la mer entre 10 et 8 ka a été plus complexe, et qu'au moins un et peut-être deux épisodes d'émersion/submersion ont eu lieu avant le début de l'émersion régionale vers 8 ka (fig. 3-81, sites 10 et 11). À l'extrémité de la péninsule Meta Incognita (site 10), il existe des indices stratigraphiques d'une chute rapide du

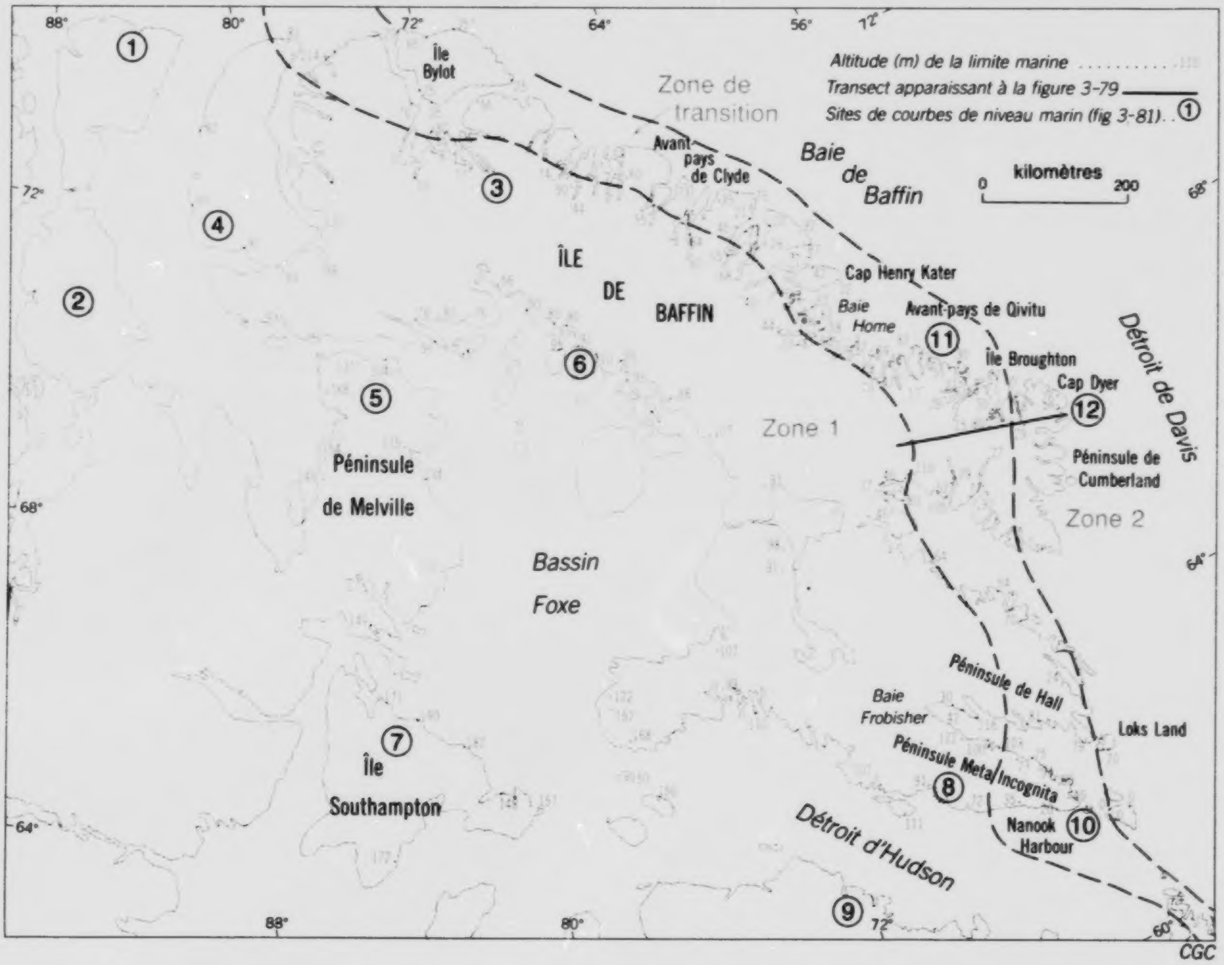


Figure 3.80. Altitudes de la limite marine dans la région étudiée. Dans les régions côtières externes de l'est de l'île de Baffin, la limite marine est datée de >40 jusqu'à >80 ka, elle est généralement associée au Stade d'Ayr Lake. Toutefois, dans la majeure partie de la région, la limite marine est holocène, et son âge se situe entre 10 et 5 ka; à proximité du cap Dyer, la limite marine est au niveau actuel de la mer. Les zones d'évolution semblable du niveau marin sont tirées des travaux de Clark et al. (1978) et Quinlan (1981).

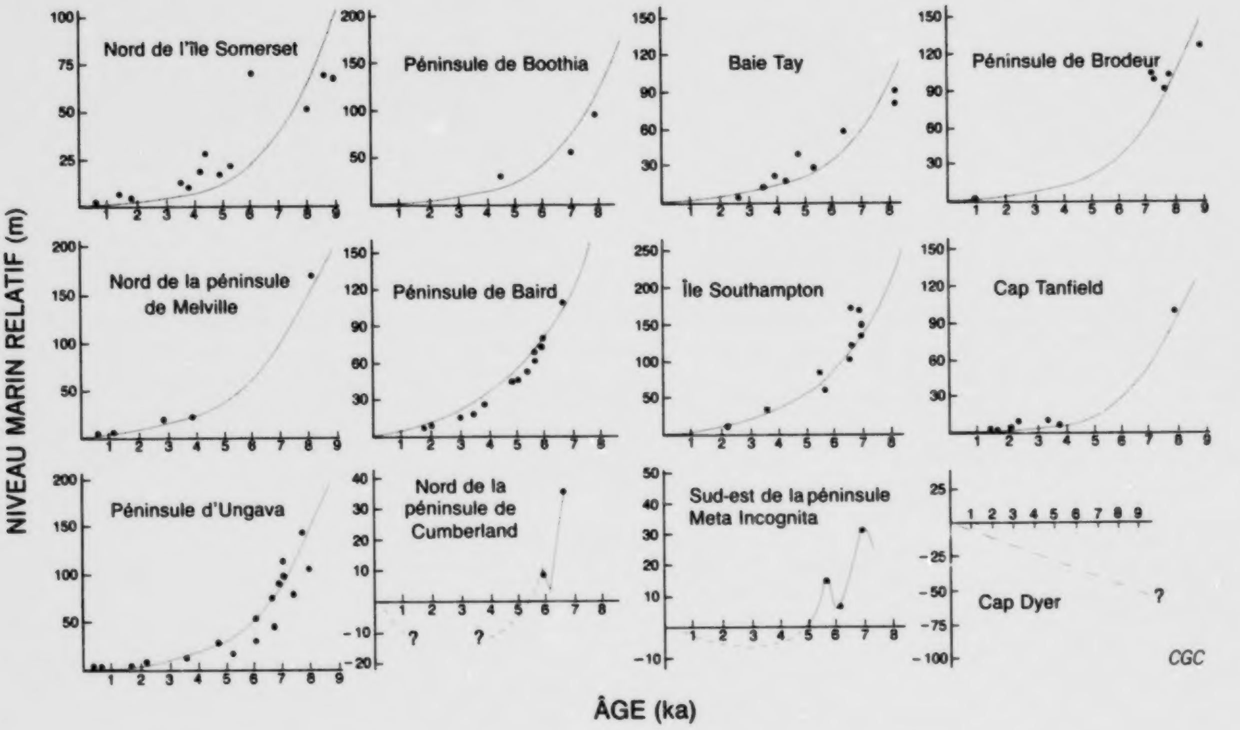


Figure 3.81. Courbes du niveau marin relatif dans la région étudiée (d'après Quinlan, 1981, 1985; les travaux d'Andrews (1970), de Dyke (1974) et de Quinlan (1981, 1985) mentionnent aussi ces courbes). Voir la figure 3.80 pour la localisation des sites. Les courbes sont généralement basées sur l'âge ^{14}C de coquilles marines. Dans plusieurs cas, les courbes sont basées sur l'analyse de divers matériaux, et peuvent être la synthèse de deux ou trois courbes, plus spécifiques, du niveau marin relatif.

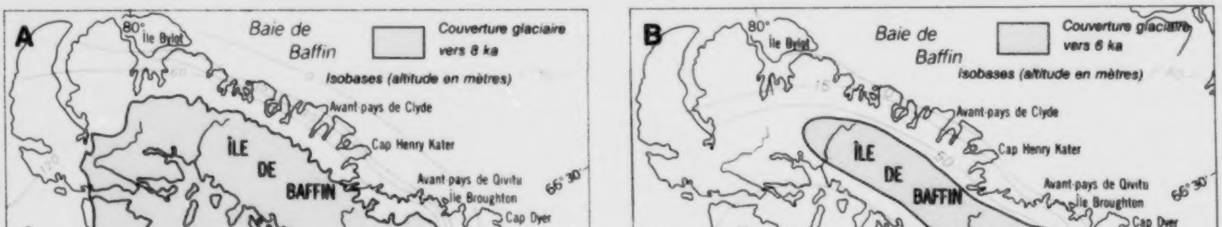


Figure 3.82. Limites glaciaires et isobases (lignes de même niveau marin par rapport au niveau actuel) aux âges suivants: (a) 8 ka et (b) 6 ka.

Figure 3.83. Reconstitution de l'Inlandsis laurentidien dans la région du bassin Foxe, de l'île de Baffin et du détroit d'Hudson. Cette figure est largement basée sur les indicateurs des paléo-écoulements glaciaires et sur les vecteurs du transport des erratiques glaciaires.

niveau marin après 8,6 ka, suivie d'une transgression de 10-15 m vers 8,2 ka (Andrews et Miller, 1985). On a trouvé des indices de successions stratigraphiques similaires dans plusieurs secteurs de l'avant-pays externe de l'île de Baffin (par ex., Nelson, 1978, Andrews, 1980). En outre, il existe des données comparables sur le littoral de l'extrémité septentrionale du Labrador, où Løken (1962b) a déterminé que la ligne de rivage qu'il avait appelée S1-4 correspondait à une importante transgression marine, puisqu'elle recoupait des lignes de rivages plus anciennes et gauchies. Les coquilles associées à la ligne de rivage S1-4 ont été datées à 8 ka. L'âge limite de la ligne de rivage (S1-3), qui précède immédiatement S1-4, est estimé à 9 ka.

Les courbes du niveau marin relatif (fig. 3-81) donnent pour des sites specifiques une série d'illustrations de l'évolution du niveau de la mer dans l'est de l'Arctique durant l'Holocène. Une perspective régionale peut être obtenue en construisant des cartes d'isobases fondées sur des échantillons datés au radiocarbone et associés à des niveaux marins spécifiques ou limitatifs (Dyke, 1974). En combinant ces cartes à celles des isochrones du retrait glaciaire, on obtient des informations essentielles sur l'interaction entre la disparition de la surcharge glaciaire et le relèvement glacio-isostatique (Andrews et Peltier, 1989). La figure 3-82 présente deux scénarios, l'un pour 8 ka, l'autre pour 6 ka. Ceux-ci sont basés sur les cartes présentées par Dyke (1974), mais modifiées pour tenir compte des nouvelles déterminations du niveau de la mer et des nouvelles datations.

Débat sur les reconstitutions de l'Inlandsis laurentidien

Depuis plusieurs années, ont lieu de plus en plus de discussions sur la configuration géométrique de l'Inlandsis laurentidien lors de la glaciation du Wisconsinien supérieur. Tyrrell (1898b) a produit une carte, dans laquelle il suggère que l'inlandsis était composé de plusieurs dômes, dont l'un centré sur l'île de Baffin. Ives et Andrews (1963) ont aussi préconisé l'existence d'un grand dôme de l'inlandsis au-dessus du bassin Foxe. Depuis, il s'agit principalement de savoir si durant le Wisconsinien supérieur, l'Inlandsis laurentidien constituait un inlandsis mince et d'étendue limitée, caractérisé par plusieurs grandes lignes de partage glaciaire (par ex., Andrews et Miller, 1979; Shilts et al., 1979; Shilts, 1980, 1982b; Dyke et al., 1982b; Prest, 1983b) ou si la configuration de l'inlandsis était comparable au modèle établi par Flint en 1943, d'après lequel une zone centrale ou un seul dôme de dispersion s'étendaient de part et d'autre de la baie d'Hudson. Denton et Hughes (1981) ont construit des modèles « minimum » et « maximum » de l'inlandsis. Il convient de noter que le modèle « minimum » peut être représenté comme constituant une phase logique de déglaciation partant d'un inlandsis à dôme unique. Peltier et Andrews (1983) ont cherché à évaluer, pour la région de la baie d'Hudson, les données de la géologie glaciaire, les données glacio-isostatiques, et les données sur les anomalies gravimétriques à l'air libre pour voir si l'on pouvait réconcilier les différents types de preuves. Pour l'instant, la réponse est qu'aucun modèle unique de l'inlandsis n'explique tous les aspects des données de terrain.

La figure 3-83 présente une image du coin nord-est de l'Inlandsis laurentidien durant le maximum tardiglaciaire. Cet essai de reconstitution cherche à inclure l'information déduite des données de terrain et des modèles glacio-isostatiques (par ex., Quinlan, 1985). Même si cet essai tient compte des aires de dispersion d'erratiques (par ex., Andrews et Sim, 1964; Shilts et al., 1979; Andrews et Miller, 1979, Tippett, 1985), il est difficile d'interpréter correctement ces données, parce que la vitesse de transport d'erratiques individuels, de leur source jusqu'au site de leur dépôt ultime, est fonction de nombreuses variables complexes, y compris de leur transport au cours de plusieurs cycles glaciaires. Toutefois, la présence de grandes formes sous-glaciaires indiquant la direction du mouvement, la distribution des modelés d'érosion glaciaire (par. ex., Sugden, 1978; Andrews et al., 1985), et la présence de vastes étendues de sédiments glaciaires carbonatés mis en place sur des terrains précambriens, indiquent que pendant des périodes prolongées, il s'est effectué ce que l'on pourrait appeler un écoulement glaciaire « caractéristique ». Ainsi, la figure 3-83 est une représentation théorique de la configuration géométrique de l'inlandsis et du régime d'écoulement glaciaire intégrés sur un intervalle temporel considérable. Les principaux éléments glaciologiques représentés à la figure 3-83 peuvent être énumérés ainsi : 1) un vaste dôme centré sur le bassin Foxe, qui était probablement relié par une crête au Secteur du Keewatin de l'Inlandsis laurentidien; 2) des centres secondaires de dispersion glaciaire situés dans les hautes terres de la péninsule de Cumberland (Dyke, 1977), de la péninsule Meta Incognita (Muller, 1980), et peut-être dans le nord de l'île de Baffin; 3) un courant glaciaire dans le détroit d'Hudson, séparé des glaces qui s'écoulaient de l'île de Baffin et de la péninsule d'Ungava jusque dans le détroit d'Hudson par des zones de cisaillement intense, selon à la théorie proposée par Hughes (1975) relativement aux courants glaciaires de l'inlandsis de l'ouest de l'Antarctique; et 4) des glaciers locaux de vallée et de cirque, qui exis-

taient dans les montagnes au-delà de la marge de l'inlandsis principal, même si dans plusieurs cas, ces masses glaciaires occupaient une moins grande étendue à la fin de la Glaciation de Foxe qu'actuellement.

Les principales questions que soulève cette reconstruction statique sont les suivantes:

(1) Quelles étaient les conditions glaciologiques dans la baie d'Ungava et dans la partie externe du détroit d'Hudson? Y avait-il une ligne de partage glaciaire distincte dans la baie d'Ungava, et les erratiques provenant du Labrador et de l'Ungava, que l'on rencontre dans le sud de l'île de Baffin (Osterman et al., 1985; Stravers, 1986), indiquent-ils un régime d'écoulement dominant qui traversait le détroit d'Hudson, ou bien le remaniement des sédiments transportés par des glaces flottantes?

(2) Est-il possible d'identifier des traînées spécifiques d'erratiques, qui soient liés à chaque composante de l'Inlandsis laurentidien, à l'entrée du détroit d'Hudson où ont convergé les glaces en provenance du bassin Foxe, du Keewatin, de la baie d'Hudson, et de la péninsule d'Ungava?

(3) Existe-t-il des preuves de la présence d'une plate-forme glaciaire en bordure du littoral est de l'Arctique (par ex., Osterman, 1982; Fillon et Harmes, 1982; Andrews, 1985b) durant la dernière glaciation, et l'existence de cette plate-forme, ou d'une plate-forme beaucoup plus grande, est-elle vraiment une condition nécessaire à l'existence de l'Inlandsis laurentidien (par ex., Denton et Hughes, 1981, 1983)?

REMERCIEMENTS

Nous remercions W.H. Mathews (Université de la Colombie-Britannique), J.B. Bird (Université McGill), J.D. Ives (Université du Colorado) et N.R. Gadd (Commission géologique du Canada) d'avoir révisé le chapitre en entier; V.K. Prest, D.A. St-Onge, D.R. Grant et D.A. Hodgson, d'avoir révisé l'introduction du chapitre et la section sur la partie nord-ouest du Bouclier canadien; V.K. Prest, D.R. Grant, W.W. Shilts (Commission géologique du Canada), R. Geddes, E.V. Sado (Commission géologique de l'Ontario), et E. Nielson (Division des ressources minérales du Manitoba), d'avoir révisé la section sur la partie sud-ouest du Bouclier canadien; M. Bouchard (Université de Montréal), J-M. Dubois (Université de Sherbrooke), S. Occhietti (Université du Québec à Montréal) et V.K. Prest (Commission géologique du Canada) d'avoir révisé la section sur le sud-est du Bouclier; et B. McLean (Centre géoscientifique de l'Atlantique) d'avoir révisé la section sur le nord-est du Bouclier canadien. P.J.H. Richard (Université de Montréal) a rédigé la section sur l'évolution de la végétation dans le sud-est du Bouclier canadien. J.A. Stravers et C.A. Layman (Université du Colorado) ont aidé à préparer le matériel destiné à la section sur le nord-est du Bouclier canadien. Les travaux réalisés par J.T. Andrews dans l'île de Baffin ont été financés par la United States National Science Foundation (Geology and Polar Program Office).

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

BIBLIOGRAPHIE

Acton, D.F.
1989: Shield region (Soils of Canada); in Chapter 11 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Adshead, J.D.
1983a: Hudson Bay river sediments and regional glaciation: I. Iron and carbonate dispersal trains southwest of Hudson and James Bay; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 290-304.
1983b: Hudson Bay river sediments and regional glaciation: III. Implications of mineralogical studies for Wisconsinan and earlier ice-flow patterns; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 313-321.

Aksu, A.
1981: Late Quaternary stratigraphy, paleoenvironmentology and sedimentation history of Baffin Bay and Davis Strait; unpublished PhD thesis, Dalhousie University, Halifax, 771 p.
1985: Climatic and oceanographic changes over the past 400,000 years: evidence from deep-sea cores on Baffin Bay and Davis Strait; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay, and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 181-209.

Alcock, F.J.
1920: The Reed-Wakusko map-area, northern Manitoba; Geological Survey of Canada, Memoir 119, 47 p.
1921: The terminal moraine of the Seal-Churchill divide; Geological Survey of Canada, Summary Report, 1920, Part C, p. 13-18

Allard, M.
1974: Géomorphologie des eskers abitibiens; Cahiers de géographie de Québec, vol. 18, p. 271-276.

Allard, M. et Séguin, M.K.
1985: La déglaciation d'une partie du versant hudsonien québécois; bassin des rivières Nastapoca, Sheldrake et à l'eau Claire; Géographie physique et Quaternaire, vol. 39, p. 13-24.

Allard, M. et Tremblay, G.
1983: La dynamique littorale des iles Manitounuk durant l'Holocène; Zeitschrift fur geomorphologie, Supp. 47, p. 61-95.

Ambrose, J.W.
1964: Exhumed paleoplains of the Precambrian Shield of North America; American Journal of Sciences, v. 262, p. 817-857.

Anderson, T.W., Mathewes, R.W., and Schweger, C.E.
1989: Holocene climatic trends with specific reference to the Hypsithermal interval; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Andrews, J.T.
1963a: End moraines and late-glacial chronology in the northern Nain Okak section of the Labrador Coast; Geografiska Annaler, v. 45A, p. 158-171.
1963b: The cross-valley moraines of the Rimrock and Isortoq river valleys, Baffin Island, N.W.T.: A descriptive analysis; Geographical Bulletin, v. 19, p. 49-77.
1965: Glacial geomorphological studies on north-central Baffin Island, Northwest Territories, Canada; unpublished PhD thesis, University of Nottingham, England, 476 p.
1966: Pattern of coastal uplift and deglacierization, west Baffin Island, N.W.T.; Geographical Bulletin, v. 8, p. 174-193.
1970: Differential crustal recovery and glacial chronology (6,700-0 BP), west Baffin Island, N.W.T., Canada; Arctic and Alpine Research, v. 2, p. 115-134.
1973: The Wisconsin Laurentide Ice Sheet: dispersal centers, problems of rates of retreat and climatic implications; Arctic and Alpine Research, v. 5, p. 185-200.
1974: Cainozoic glaciations and crustal movements in the Arctic; in Arctic and Alpine Environments, J.D. Ives and R.G. Barry (ed.); Methuen and Co. Ltd., London, p. 277-317.
1975: Support for a stable late Wisconsin ice margin (14,000 to ca. 9000 BP): a test based on glacial rebound; Geology, v. 3, no. 11, p. 617-620.
1976: Radiocarbon date list III, Baffin Island, N.W.T., Canada; Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Occasional Paper 21, 50 p.
1977: Status of Late Quaternary correlation =125,000 BP along the eastern Canada seaboard-latitude 45N to 82N; in IGCP Project 73/1/24, Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere; Report no. 4 on sessions in Stuttgart, p. 180-195.
1980: Progress in relative sea level and ice sheet reconstructions, Baffin Island, N.W.T. for the last 125,000 years; in Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, N-A MÈrner (ed.); John Wiley and Sons, London, p. 175-200.

1982a: Chronostratigraphic division of the Holocene, Arctic Canada; Striae, v. 16, p. 56-64.
1982b: Holocene glacier variations in the eastern Canadian Arctic: A review; Striae, v. 18, p. 9-14.
1985a: Grain size characteristics of Quaternary sediments, Baffin Island region; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay, and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 124-153.
1985b: Reconstruction of environmental conditions in the eastern Canadian Arctic during the last 11,000 years; in Climatic Change in Canada, 5th edition, C.R. Harington (ed.); Syllogeus, National Museums of Canada, Ottawa, p. 423-451.
1989: Quaternary geology of the northeastern Canadian Shield; in Chapter 3 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Andrews, J.T. and Barnett, D.M.
1979: Holocene (neoglacial) moraine and proglacial lake chronology, Barnes Ice Cap, Canada; Boreas, v. 8, p. 339-356.

Andrews, J.T. and Barry, R.G.
1978: Glacial inception and disintegration during the last glaciation; Annual Review, Earth and Planetary Sciences, v. 6, p. 205-228.

Andrews, J.T. and Drapier, L.
1967: Radiocarbon dates obtained through Geographical Branch field observations; Geographical Bulletin, v. 9, p. 115-162.

Andrews, J.T. and Falconer, G.
1969: Late glacial and post-glacial history and emergence of the Ottawa Islands, Hudson Bay, N.W.T.: Evidence on the deglaciation of Hudson Bay; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1263-1276.

Andrews, J.T. and Ives, J.D.
1972: Late- and postglacial events (less than 10,000 BP) in the eastern Canadian Arctic with particular reference to the Cockburn moraines and break-up of the Laurentide Ice Sheet; in Climatic Change in Arctic Areas During the Last 10,000 Years, Y. Vasari, H. Hyvarinen, and S. Hicks (ed.); Acta Universitatis Oulensis, Series A, Scientiae rerum naturalium No. 3, Geologicam No. 1, p. 149-174.
1978: « Cockburn » nomenclature and the Late Quaternary history of the Eastern Canadian Arctic; Arctic and Alpine Research, v. 10, p. 617-633.

Andrews, J.T. and Jull, T.
1984: Rates of fiord and shelf sediment accumulation, Baffin Island, Canada, based on ^{14}C accelerator dates on in situ molluscs (abstract); in Abstracts with Program, Geological Society of America, v. 16, p. 431.

Andrews, J.T. and Mahaffy, M.A.W.
1976: Growth rate of the Laurentide Ice sheet and sea level lowering (with emphasis on the 115,000 BP sea level low); Quaternary Research v. 6, p. 167-183.

Andrews, J.T. and Miller, G.H.
1972: Maps of the present glaciation limits and lowest equilibrium line altitude for north and south Baffin Island; Arctic and Alpine Research, v. 4, p. 45-60.
1979: Glacial erosion and ice sheet divides, northeastern Laurentide ice sheet, on the basis of the distribution of limestone erratics; Geology, v. 7, p. 592-596.
1984: Quaternary glacial and nonglacial correlations for the eastern Canadian Arctic; in Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 101-116.
1985: Holocene sea level variations within Frobisher Bay; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay, and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 585-606.

Andrews, J.T. and Peltier, W.R.
1976: Collapse of the Hudson Bay ice center and glacio-isostatic rebound; Geology, v.4, p. 73-75.
1989: Quaternary geodynamics; Chapter 8 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Andrews, J.T. and Short, S.K.
1983: Radiocarbon date list V from Baffin Island; Radiocarbon date list II from Labrador; Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Occasional Paper 40, 71 p.

Andrews, J.T. and Sim, V.W.
1964: Examination of the carbonate content of drift in the area of Foxe Basin, N.W.T.; Geographical Bulletin, v. 8, p. 174-193.

Andrews, J.T. and Smithson, B.B.
1966: Till fabrics of the cross-valley moraines of north-central Baffin Islands, N.W.T., Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 77, p. 271-290.

Andrews, J.T., Buckley, J.T., and England, J.H.
1970: Late-glacial chronology and glacio-isostatic recovery, Home Bay, east Baffin Island; Geological Society of America, Bulletin, v. 81, p. 1123-1148.

Andrews, J.T., Clark, P.U., and Stravers, J.
1985: The pattern of glacial erosion across the eastern Canadian Arctic; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay, and West Greenland, J.T. Andrews, (ed.); Allen and Unwin, London, p. 69-92.

Andrews, J.T., Davis, P.T., and Wright, C.
1976: Little Ice Age permanent snow cover in the eastern Canadian Arctic: Extent mapped from LANDSAT-1 satellite imagery; Geografiska Annaler, v. 58, p. 71-81.

Andrews, J.T., Guennel, G.K., Wray, J.L., and Ives, J.D.
1972: An early Tertiary outcrop in north central Baffin Island, Northwest Territories, Canada: environment and significance; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 233-238.

Andrews, J.T., Miller, G.H., Nelson, A.R., Mode, W.N., and Locke, W.W. III
1981: Quaternary near-shore environments on eastern Baffin Island, N.W.T.; in Quaternary Paleoclimate, W.C. Mahaney (ed.); Geoabstracts, Norwich, England, p. 13-44.

Andrews, J.T., Miller, G.H., and Shilts, W.W.
1980a: History of Hudson Bay during the Wisconsin Glaciation, based on amino acid geochronology; Fourth Symposium on the Quaternary of Quebec, Quebec City.

Andrews, J.T., Miller, G.H., Vincent, J-S., and Shilts, W.W.
1984: Quaternary correlations in Arctic Canada; in Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 127-134.

Andrews, J.T., Mode, W.N., and Davis, P.T.
1980b: Holocene climate based on pollen transfer function equations, eastern Canadian arctic; Arctic and Alpine Research, v. 12, p. 41-64.

Andrews, J.T., Osterman, L., Kravitz, J., Jennings, A., Williams, K., and Mothersill, J.
1983a: Quaternary piston cores; in Sedimentology of Arctic Fjords Experiment: HU82-031 Data Report, J.P.M. Syvitski and C.P. Blakeney (ed.); Canadian Data Report of Hydrography and Ocean Sciences, Supply and Services Canada, no. 12, 70 p.

Andrews, J.T., Shilts, W.W., and Miller, G.H.
1983b: Multiple deglaciations of the Hudson Bay Lowlands, Canada, since deposition of the Missinaibi (last-interglacial?) Formation; Quaternary Research, v. 19, p. 18-37.

Andrews, J.T., Webber, P.J., and Nichols, H.
1979: A late Holocene pollen diagram from Pangnirtung Pass, Baffin Island, N.W.T., Canada; Review of Palaeobotany and Palynology, v. 27, p. 1-28.

Antevs, E.
1925: Retreat of the last ice-sheet in eastern Canada; Geological Survey of Canada, Memoir 146, 142 p.
1928: The last glaciation; American Geographical Society, Research Series no. 17, 292 p.
1951: Glacial clays in Steep Rock Lake, Ontario; Geological Society of America, Bulletin, v. 62, p. 1223-1262.

Archer, D.R.
1968: The upper marine limit in the Little Whale River area, New Quebec; Arctic, v. 21, p. 153-160.

Arsenault, L., Aylsworth, J.M., Cunningham, C.M., Kettles, I.M., and Shilts, W.W.
1982: Surficial geology, Eskimo Point, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 8-1980, scale 1:125 000.

Arsenault, L., Aylsworth, J.M., Kettles, I.M., and Shilts, W.W.
1981: Surficial geology, Kaminak Lake, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 7-1979, scale 1:125 000.

Aylsworth, J.M.
1986a: Surficial geology, Ennadai Lake, District of Keewatin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Map 5-1985, scale 1:125 000.
1986b: Surficial geology, Nueltin Lake, District of Keewatin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Map 6-1985, scale 1:125 000.
1986c: Surficial geology, Kamilukuak Lake, District of Keewatin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Map 4-1985, scale 1:125 000.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Aylsworth, J.M. and Shilts, W.W.
1985: Glacial features of the west-central Canadian Shield; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 375-381.
Aylsworth, J.M., Boydell, A.N., Cunningham, C.M., and Shilts, W.W.
1981a: Surficial geology, Macquoid Lake, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 11-1980, scale 1:125 000.
Aylsworth, J.M., Boydell, A.N., and Shilts, W.W.
1986a: Surficial geology, Chesterfield Inlet, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 1-1985, scale 1:125 000.
Aylsworth, J.M., Cunningham, C.M., Kettles, I.M., and Shilts, W.W.
1986b: Surficial geology, Henik Lakes, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 2-1985, scale 1:125 000.
Aylsworth, J.M., Cunningham, C.M., and Shilts, W.W.
1981b: Surficial geology, Ferguson Lake, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 2-1979, scale 1:125 000.
1981c: Surficial geology, Hyde Lake, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 8-1979, scale 1:125 000.
1986c: Surficial geology, Baker Lake, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 3-1985, scale 1:125 000.
Aylsworth, J.M., Kettles, I.M., and Shilts, W.W.
1981d: Surficial geology, Dawson Inlet, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 9-1979, scale 1:125 000.
Baker, C.L.
1980: Quaternary geology of the Kirkland Lake area, District of Timiskaming; Ontario Geological Survey, Preliminary Map 2282, scale 1:50,000.
Baker, C.L. and Storrison, D.J.
1979: Quaternary geology, Larder Lake Area, District of Timiskaming, Ontario; Ontario Geological Survey, Preliminary Map 2290, scale 1:50 000.
Banerjee, I. and McDonald, B.C.
1975: Nature of esker sedimentation; in Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation, A.V. Jopling and B.C. McDonald (ed.); Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23, p. 132-154.
Barnett, D.M.
1964: Some aspects of the deglaciation of the Indian House Lake area, with particular reference to the former proglacial lakes; unpublished MSc thesis, McGill University, Montréal, 175 p.
1967: Glacial Lake McLean and its relationships with Glacial Lake Naskaupi; Geographical Bulletin, v. 9, p. 96-101.
1970: An amendment and extension of tide gauge data analysis for Churchill, Manitoba; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 626-627.
Barnett, D.M. and Holdsworth, G.
1974: Origin, morphology, and chronology of sublacustrine moraines, Generator Lake, Baffin Island, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 380-408.
Barnett, D.M. and Peterson, J.A.
1964: The significance of glacial Lake Naskaupi 2 in the deglaciation of Labrador-Ungava; Canadian Geographer, v. 8, p. 173-181.
1968: Comments on « Sur le lieu de fonte sur place de la calotte glaciaire de Scheffer »; Canadian Geographer, v. 12, p. 53-54.
Barr, W.
1969: Structurally-controlled fluvioglacial erosion features near Schefferville, Quebec; Cahiers de géographie de Québec, no. 30, p. 295-320.
Barré, D.
1984: Cartographie géomorphologique détaillée appliquée à la région du mont Nuvulialuk et du Koroc-aval, Nouveau-Québec; thèse de MSc non publiée, Université de Montréal, Montréal, 173 p.
Barrie, C.Q. and Piper, D.J.W.
1982: Late Quaternary marine geology of Makkovik Bay, Labrador; Geological Survey of Canda, Paper 81-17, 37 p.
Bell, J.M.
1904: Economic resources of Moose River basin; Ontario Bureau of Mines, v. 13, Part 1, p. 135-179.
Bell, R.
1877: Report on exploration in 1875 between James Bay and lakes Superior and Huron; Report of Progress for 1875-76, Geological Survey of Canada, p. 294-342.
1879a: Report on the country between Lake Winnipeg and Hudson's Bay, 1878; Geological Survey of Canada, Report of Progress, 1877-78, Part. CC, p. 1CC-31CC.
1879b: Report on an exploration of the east coast of Hudson Bay in 1877; Geological Survey of Canada, Report of Progress 1877-78, Part. C, p. 1C-37C.
1884: Observations on geology, mineralogy, zoology and botany of the Labrador coast, Hudson's Strait and Bay; Geological Survey of Canada, Report of Progress 1882-83-84, v.1, Part D, p. 5-62.
1887: Report on an exploration of portions of the Attawapiskat and Albany Rivers; Geological Survey of Canada, Annual Report 1886, Part G, p. 5-38.
Bell, T., Rogerson, R.J., Klassen, R.A., and Dyer, A.
1987: Acoustic survey and glacial history of Adam Lake, outer Nachvak Fiord, northern Labrador; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 101-110.
Bird, J.B.
1953: Southampton Island; Geographical Branch, Department of Mines and Technical Surveys, Ottawa, Memoir 1, 84 p.
1967: The Physiography of Arctic Canada (with special reference to the area south of Parry Channel); The Johns Hopkins Press, Baltimore, 336 p.
1970: The final phase of the Pleistocene ice sheet north of Hudson Bay; Acta Geographica Lodziensia, no. 24, p. 75-89.
Birkeland, P.W.
1978: Soil development as an indication of relative age of Quaternary deposits, Baffin Island, N.W.T., Canada; Arctic and Alpine Research, v. 10, p. 733-747.
Bisson, L.
1987: Géologie des dépôts quaternaires du canton de Scott, Chibougamau, Québec; avec applications à la prospection minérale; Thèse de maitrise, Université du Québec à Montréal, Montréal, 182 p.
Black, R.F.
1979: Quaternary geology of Wisconsinin and contiguous upper Michigan; in Quaternary Stratigraphy of North America, W.C. Mahaney (ed.); Dowden, Hutchison & Ross Inc., Stroudsburg, Pa., 512 p.
Blake, W., Jr.
1956: Landforms and topography of the Lake Melville area, Labrador, Newfoundland; Geographical Bulletin, no. 9, p. 75-100.
1963: Notes on glacial geology, northeastern District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 63-28, 12 p.
1966: End moraines and deglaciation chronology in northern Canada with special reference to southern Baffin Island; Geological Survey of Canada, Paper 66-26, 31 p.
1970: Studies of glacial histories in Arctic Canada I: Pumice, radiocarbon dates, and differential postglacial uplift in the eastern Queen Elizabeth Islands; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 634-664.
1976: Postglacial marine submergence at Lac Ford, northern Ungava, Quebec; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 76- 1C, p. 171-174.
1980: Mid-Wisconsinan interstadial deposits beneath Holocene beaches, Cape Storm, Ellesmere Island, arctic Canada (abstract); AMQUA 6th Biennial Meeting, Orono, Maine, Abstracts, p. 26-27.
1982: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXII; Geological Survey of Canada, Paper 82-7, 22 p.
1988: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXVII; Geological Survey of Canada, Paper 87-7, 100 p.
Bockheim, J.G.
1979: Properties and relative age of soils of southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N.W.T., Canada; Arctic and Alpine Research, v. 11, p. 289-306.
Boissonneau, A.N.
1966: Glacial history of northeastern Ontario, I. The Cochrane-Hearst area; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 559-578.
1968: Glacial history of northeastern Ontario, II. The Timiscaming-Algoma area; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 97-109.
Bornhold, B.D., Finlayson, N.M., and Monahan, D.
1976: Submerged drainage patterns in Barrow Strait, Canadian Arctic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 305-311.
Bostock, H.H.
1969: Precambrian sedimentary rocks of the Hudson Bay Lowlands; in Earth Science Symposium on Hudson Bay, P.J. Hood (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 68-53, 386 p.
Bostock, H.S.
1970a: Physiography of Canada, Geological Survey of Canada, Map 1254A, scale 1:5 000 000.*
1970b: Physiographic subdivisions of Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report no. 1, p. 10-30.*
Bouchard, M.A.
1980: Late Quaternary geology of the Témiscamie area, Central Québec, Canada; unpublished PhD thesis, McGill University, Montréal, 284 p.
1986: Géologie des dépôts meubles de la région de Témiscamie (territoire du Nouveau-Québec); Ministère de l'Energie et des Ressources, Rapport MM-83- 03, 88 p.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Bouchard, M.A. and Marcotte, C.
1986: Regional glacial dispersal patterns in Ungava, Noveau-Québec; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 295-304.

Bouchard, M.A. et Martineau, G.
1984: Les aspects régionaux de la dispersion glaciaire, Chibougamau, Québec; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special volume 34, p. 431-441.
1985: Southeastward ice flow in central Québec and its paleogeographic significance; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1536-1541.

Bouchard, M.A., Cadieux, B., et Goutier, F.
1984: L'origine et les caractéristiques des lithofaciès du till dans le secteur nord du lac Albanel, Québec: une étude de la dispersion glaciaire clastique; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special volume 34, p. 244-261.

Bouchard, M.A., LaSalle, P., Lamothe, M., David, P.P.,and Bouillon, J.J.
1986: Pleistocene stratigraphy of northwestern Abitibi from boreholes and excavations at Selbaie Mine, Quebec (abstract); in Program with Abstracts, Geological Association of Canada, v. 11, p. 47.

Bouchard, M.A., St-Jacques, G., et Hamel, M.
1974: Géologie du Quaternaire, Lac Clary (32 P/7), Rivière Pepeshquasati (32 P/10) et Rivière Témiscamie (32 P/9), Territoire de Mistassini; Ministère des Richesses naturelles, Dossier public 322, échelle 1/50 000.

Boulton, G.S., Smith, G.D., Jones, A.S., and Newsome, J.
1985: Glacial geology and glaciology of the last mid-latitude ice sheets; Journal of the Geological Society of London, v. 142, p. 447-474.

Boutray, B. de et Hillaire-Marcel, C.
1977: Aperçu géologique du substratum et des dépôts quaternaires dans la région de Blanc-Sablon, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 32, p. 207-215.

Boydell, A.N., Drabinsky, K.A., and Netterville, J.A.
1975: Terrain inventory and land classification, Boothia Peninsula and northern Keewatin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 393-396.

Boyer, S.J.
1972: Pre-Wisconsin, Wisconsin and Neoglacial ice limits in Maktak Fiord, Baffin Island: a statistical analysis; unpublished MSc thesis, University of Colorado, Boulder, 117 p.

Boyer, S.J. and Pheasant, D.R.
1974: Delimination of weathering zones in the fiord area of eastern Baffin Island; Geological Society of America, Bulletin, v. 85, p. 805-810.

Bradshaw, P.M.D. (ed.)
1975: Conceptual models in exploration geochemistry – The Canadian Cordillera and Canadian Shield; Association of Exploration Geochemists, Special Publication no. 3, 213 p.

Brereton, W.E. and Elson, J.A.
1979: A late Pleistocene plant-bearing deposit in Currie Township, near Matheson, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1130-1136.

Brigham, J.K.
1980: Stratigraphy, amino acid geochronology and genesis of Quaternary sediments, east Baffin Island, Canada; unpublished MSc thesis, University of Colorado, Boulder, 199 p.
1983: Stratigraphy, amino acid geochronology, and correlation of Quaternary sea-level and glacial events, Broughton Island, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 577-598.

Brookes, I.A.
1982: Dating methods of Pleistocene deposits and their problems: VIII. Weathering; Geoscience Canada, v. 9, p. 188-199.

Brown, R.J.E.
1967: Permafrost in Canada; Geological Survey of Canada, Map 1246A, scale 1:7 063 200.

Brummer, J.J.
1978: Diamonds in Canada; Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, October 1978, p. 64-79.
1984: Diamonds in Canada; in The Geology of Industrial Minerals in Canada, G.R. Guillet and W. Martin (ed.); Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 29, 350 p.

Bryson, R.A.
1966: Air masses, streamlines and the boreal forest; Geographical Bulletin, v. 8, p. 228-269.

Bryson, R.A., Wendland, W.M., Ives, J.D., and Andrews, J.T.
1969: Radiocarbon isochrones and the disintegration of the Laurentide Ice Sheet; Arctic and Alpine Research, v. 1, p. 1-14.

Buckley, J.T.
1969: Gradients of past and present outlet glaciers; Geological Survey of Canada, Paper 69-29, 13 p.

Burwash, E.M.
1934: Geology of the Kakagi Lake area; Ontario Department of Mines, v. 42, part 4, 1933.

Burwasser, G.J.
1977: Quaternary geology of the City of Thunder Bay and vicinity; District of Thunder Bay; Ontario Geological Survey, Report GR164, 70 p.

Canada Soil Survey Committee
1978: The Canadian System of Soil Classification; Canada Department of Agriculture, Research Branch, Publication 1646, 164 p.

Card, K.D., Church, W.R., Franklin, J.M., Frarey, M.J., Robertson, J.A., West, G.F., and Young, G.M.
1972: The Southern Province; in Variations in Tectonic Style in Canada; Geological Association of Canada, Special Paper 11, 688 p.

Catto, M.R., Patterson, R.J., and Gorman, W.A.
1981: Late Quaternary marine sediments at Chalk River, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1261-1267.

Chagnon, J-Y.
1969: Étude des phénomènes d'érosion et des dépôts de surface dans la région de Baie-Saint-Paul – Saint-Urbain; Ministère des Richesses naturelles, Étude spéciale 3, 31 p.

Chapman, L.J.
1975: The physiography of the Georgian Bay-Ottawa Valley area of southern Ontario; Ontario Division of Mines, Geoscience Report 128, 33 p.

Chapman, L.J. and Putnam, D.F.
1984: The physiography of southern Ontario, 3rd edition; Ontario Geological Survey, Special Volume 2, 270 p.

Chauvin, L.
1977: Géologie des dépôts meubles de la région de Joutel-Matagami; Ministère des Richesses naturelles, Dossier public 539, 106 p.

Christiansen, E.A.
1979: The Wisconsinan deglaciation of southern Saskatchewan and adjacent areas; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 913-938.

Church, M.
1972: Baffin Island sandurs: a study of arctic fluvial processes; Geological Survey of Canada, Bulletin 216, 208 p.
1978: Palaeohydrological reconstructions from a Holocene valley fill; in Fluvial Sedimentology, A.D. Miall (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, p. 743-772.

Church, M., Stock, R.F., and Ryder, J.M.
1979: Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, N.W.T., Canada: debris slope accumulation; Arctic and Alpine Research, v. 11, p. 371-402.

Clark, J.A.
1980: A numerical model of world wide sea level changes on a visco-elastic earth; in Earth Rheology, Isostasy, and Eustasy, N-A. MErner (ed.); John Wiley, New York, p. 525-534.

Clark, J.A., Farrell, W.E., and Peltier, W.R.
1978: Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation; Quaternary Research, v. 9, p. 265-287.

Clark, P.U.
1982: Late Quaternary history of the Iron Strand region, Torngat Mountains, northernmost Labrador, Canada (abstract); in Program and Abstracts, American Quaternary Association, Seventh Biennial Conference, Seattle, p. 82.
1984a: Glacial geology of the Kangalaksiorvik-Abloviak region, northern Labrador, Canada; unpublished PhD thesis, University of Colorado, Boulder, 240 p.
1984b: Wisconsinan glacial history of northern Labrador, Canada (abstract); in Program and Abstracts, Vth Congress, Association québécoise pour l'étude du Quaternaire, p. 24-25.

Clark, P.U. and Josenhans, H.
1985: Late Quaternary land-sea correlations, northern Labrador, Canada (abstrct); in Abstracts with Program, Geological Society of America, Annual Meeting,v. 17, p. 548.
1986: Late Quaternary land-sea correlations, northern Labrador and Labrador Shelf; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 171-178.

Clark, P.U., Andrews, J.T., Short, S.K., Williams, K., and Melcer, A.
1986: Late-glacial and Holocene paleoenvironmental record from Square Lake, Torngat Mountains, Labrador; in Program and Abstracts, Ninth Biennial Meeting, American Quaternary Association, p. 73.

Clayton, J.S., Ehrlich, W.A., Cann, D.B., Day, J.H., and Marshall, I.B.
1977: Soils of Canada; Canada Department of Agriculture, Research Branch, v. 1, 243 p., v. 2, 239 p.

Clayton, L.
1983: Chronology of Lake Agassiz drainage to Lake Superior; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton, (ed.) Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 291-307.

Clayton, L., Teller, J.T., and Attig, J.W.
1985: Surging of the southwestern part of the Laurentide Ice Sheet; Boreas, v. 14, p. 235-241.

Coker, W.B. and DiLabio, R.N.W.
1979: Initial geochemical results and exploration significance of two uraniferous peat bogs, Kasmere Lake, Manitoba; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 199-206.

Coleman, A.P.
1909: Lake Ojibway; last of the great glacial lakes; Ontario Bureau of Mines, 18th Annual Report, v. 18, Part 1, p. 284-293.
1921: Northeastern part of Labrador, and New Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 124, 68 p.*

Colvill, A.
1982: Glacial landforms at the head of Frobisher Bay, Baffin Island, Canada; unpublished MA thesis, University of Colorado, Boulder, 202 p.

Cowan, W.R.
1968: Ribbed moraine: till-fabric analysis and origin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 1145-1159.
1978: Radiocarbon dating of Nipissing Great Lakes events near Sault Ste. Marie, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 2026-2030.
1985: Deglacial Great Lakes shorelines at Sault Ste. Marie, Ontario; in Quaternary Evolution of the Great Lakes, P.F. Karrow (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 30, p. 33-37.

Craig, B.G.
1961: Surficial geology of northeastern district of Keewatin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 61-5.
1964a: Surficial geology of east-central District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Bulletin 99, 41 p.
1964b: Surficial geology of Boothia Peninsula and Somerset, King William, and Prince of Wales Islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 63-44, 10 p.
1965a: Glacial Lake McConnell, and the surficial geology of part of Slave River and the Redstone River map-area, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Bulletin 122, 33 p.
1965b: Note on moraines and radiocarbon dates in northwest Baffin Island, Melville Peninsula, and northeast District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Paper 65-20, 7 p.
1969: Late glacial and postglacial history of the Hudson Bay region; Geological Survey of Canada, Paper 68-53, p. 63-77.

Craig, B.G. and Fyles, J.G.
1960: Pleistocene geology of Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Paper 60-12, 21 p.

Cunningham, C.M. and Shilts, W.W.
1977: Surficial geology of the Baker Lake area, District of Keewatin; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 77-1B, p. 311-314.

Dadswell, M.J.
1974: Distribution, ecology, and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North America; National Museums of Canada Publications in Zoology, no. 11, 110 p.

Daly, R.A.
1902: The geology of the northeast coast of Labrador; Harvard University Museum of Comparative Zoology, Bulletin 38, p. 205-270.

David, P.P.
1977: Sand dune occurrences of Canada; Canada Department of Indian and Northern Affairs, National Parks Branch, Contract 74-230, 183 p.

Davis, P.T.
1980: Late Holocene glacial, vegetational, and climatic history of Pangnirtung and Kingnait fiord areas, Baffin Island, N.W.T., Canada; unpublished PhD thesis, University of Colorado, Boulder, 366 p.
1985: Neoglacial moraines on Baffin Island; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 682-718.

Delisle, C.E., Bouchard, M.A., et André, P.
1984: Les précipitations acides et leurs effets au nord du 55 ème parallèle du Québec; Rapport présenté à la fondation canadienne Donner, Section Environnement École Polytechnique de Montréal, Département de géologie Université de Montréal, 134 p.

Dell, C.I.
1975: Relationships of till to bedrock in the Lake superior region; Geology, v. 13, p. 563-564.

Denis, R.
1974: Late Quaternary geology and geomorphology in the Lake Maskinongé area, Quebec; Uppsala Universitet Naturgeografiska Institutionen, Report 28, 125 p.
1976: Région de Saint-Gabriel-de-Brandon; Ministère des Richesses naturelles, Rapport géologique 168, 56 p.

Denton, G.H. and Hughes, T.J.
1983: Milankovitch theory of ice ages: Hypothesis of ice-sheet linkage between regional insolation and global climate; Quaternary Research, v. 20, p. 125-144.

Denton, G.H. and Hughes, T.J. (ed.)
1981: The Last Great Ice Sheets; John Wiley and Sons, New York, 484 p.

Derbyshire, E.
1962a: The deglaciation of the Howells River valley and the adjacent parts of the watershed region, Central Labrador-Ungava; University of McGill, McGill Sub-Arctic Research Papers no. 14, 23 p.
1962b: Fluvioglacial erosion near Knob Lake, central Quebec-Labrador, Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 73, p. 1111-1126.

DiLabio, R.N.W.
1981: Glacial dispersal of rocks and minerals at the south end of Lac Mistassini, Québec, with special reference to the Icon dispersal train; Geological Survey of Canada, Bulletin 323, 46 p.
1982: Wood in Quaternary sediments near Timmins, Ontario; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 433-434.
1989: Terrain geochemistry in Canada; Chapter 10 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Dionne, J-C.
1968: Fossiles marins pléistocènes dans la partie nord du lac Saint-Jean; Le Naturaliste canadien, vol. 95, p. 1401-1408.
1973: La dispersion des cailloux ordoviciens dans les formations quaternaires, au Saguenay/Lac Saint-Jean, Québec; Revue de géographie de Montréal, vol. 27, p. 339-364.
1974: The eastward transport of erratics in James Bay area, Québec; Revue de géographie de Montréal, v. 28, p. 453-457.
1977: La mer de Goldthwait au Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 61-80.
1986: Blocs de dolomie à stromatolites sur les rives de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 40, p. 93-98.

Dionne, J-C. et Dubois, J-M.
1980: Le complexe morainique frontal d'Aquanus-Kénamiou, Basse Côte Nord du Saint-Laurent (résumé); in Résumés et programmes, 4ᵉ Colloque sur le Quaternaire du Québec, Québec, p. 13.

Dionne, J-C. et Laverdière, C.
1969: Sites fossilifères du golfe de Laflamme; Revue de géographie de Montréal, vol. 23, p. 259-270.

Dowdeswell, E.K. and Andrews, J.T.
1985: The fiords of Baffin Island: description and classification; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 93-123.

Dowdeswell, J.A.
1982: Debris transport paths and sediment flux through the Grinnel Ice Cap, Frobisher Bay, Baffin Island, N.W.T., Canada; unpublished MA thesis, University of Colorado, Boulder, 176 p.

Dredge, L.A.
1976a: The Goldthwait Sea and its sediments: Godbout-Sept-les region, Quebec North Shore; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 76-1C, p. 179-181.
1976b: Moraines in the Godbout-Sept-les area, Quebec North Shore; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 76-1C, p. 183-184.
1981: Trace elements in till and esker sediments in northeastern Manitoba; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 377-381.
1982: Relict ice-scour marks and late phases of Lake Agassiz in northernmost Manitoba; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1079-1087.
1983a: Character and development of northern Lake Agassiz and its relation to Keewatin and Hudsonian ice regimes; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 117-131.
1983b: Surficial geology of the Sept-les area, Québec North Shore; Geological Survey of Canada, Memoir 408, 40 p.
1983c: Uranium and base metal concentrations in till, northern Manitoba; Geological Survey of Canada, Open File 931.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Dredge, L.A. and Cowan, W.R.
1989: Quaternary geology of the southwestern Canadian Shield; in Chapter 3 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Dredge, L.A. and Grant, D.R.
1982: Glacial Lake Agassiz and Laurentide ice domains (abstract); in Program with Abstracts; Geological Association of Canada, v. 7, p. 46.

Dredge, L.A. and Nielsen, E.
1985: Glacial and interglacial deposits in the Hudson Bay Lowlands: A summary of sites in Manitoba; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 247-257.

Dredge, L.A. and Nixon, F.M.
1979: Thermal sensitivity and the development of tundra ponds and thermokarst lakes in the Manitoba portion of the Hudson Bay Lowland; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 79-1C, p. 23-26.
1982a: Surficial geology, Cape Churchill, Manitoba; Geological Survey of Canada, Map 3-1980, scale 1:250 000.
1982b: Surficial geology, Churchill, Manitoba; Geological Survey of Canada, Map 4-1980, scale 1:250 000.
1982c: Surficial geology, Nejanilini Lake, Manitoba; Geological Survey of Canada, Map 7-1980, scale 1:250 000.
1982d: Surficial geology, Shethanei Lake, Manitoba; Geological Survey of Canada, Map 6-1980, scale 1:250 000.
1982e: Surficial geology, Caribou River, Manitoba; Geological Survey of Canada, Map 5-1980, scale 1:250 000.
1982f: Surficial geology, York Factory, Manitoba; Geological Survey of Canada, Map 2-1980, scale 1:250 000.
1982g: Surficial geology, Herchmer, Manitoba; Geological Survey of Canada, Map 1-1980, scale 1:250 000.
1986: Surficial geology, northeastern Manitoba; Geological Survey of Canada, Map 1617A, scale 1:500 000.

Dredge, L.A., Nixon, F.M., and Richardson, R.J.
1981a: Surficial geology, Kasmere Lake, Manitoba; Geological Survey of Canada, Map 19-1981, scale 1:250 000.
1981b: Surficial geology, Tadoule Lake, Manitoba; Geological Survey of Canada, Map 17-1981, scale 1:250 000.
1986: Quaternary geology and geomorphology of northwestern Manitoba; Geological Survey of Canada, Memoir 418, 38 p.

Drexler, W., Farrand, W.R., and Hughes, J.D.
1983: Correlation of glacial lakes in the Superior basin with eastward discharge events from Lake Agassiz; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 309-329.

Drummond, R.N.
1965: Glacial geomorphology of the Cambrian Lake area, Labrador-Ungava; unpublished PhD thesis, McGill University, Montréal, 222 p.

Dubois, J-M.
1976: Levé préliminaire du complexe morainique du Manitou-Matamek sur la Côte Nord de l'estuaire maritime du Saint-Laurent; dans Report of Activities, Partie B, Commission géologique du Canada, Étude 76-1B, p. 89-93.
1977: La déglaciation de la Côte Nord du Saint-Laurent, analyse sommaire; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 229-246.
1979: Télédétection, cartographie et interprétation des fronts glaciaires sur la Côte Nord du Saint-Laurent entre le lac Saint-Jean et le Labrador; Département de géographie, Université de Sherbrooke, Bulletin de recherche n° 42, 33 p.
1980: Environnements quaternaires et évolution littorale d'une zone côtière en émersion en bordure sud du bouclier canadien: la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent, Québec; thèse de PhD non publiée, Université d'Ottawa, 754 p.

Dubois, J-M. et Desmarais, G.
1983: Géomorphologie et formations meubles quaternaires de la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent; Commission géologique du Canada, Dossier public 958.

Dubois, J-M. and Dionne, J-C.
1985: The Québec North Shore frontal moraine system: a major feature of Late Wisconsinan deglaciation; Geological Society of America, Special Paper 197, p. 125-133.

Dubois, J-M., Desmarais, G., Brouillette, D., Perras, S., Tremblay, G.L., Larivière, L., Denis, F., et Lessard, G.
1984: La mer de Goldthwait sur la Côte Nord du Saint-Laurent: Harrington Harbour (12 J), Havre-St-Pierre (12 L), Musquaro (12 K), St-Augustin (12 O) et Blanc Sablon (12 P); Commission géologique du Canada, Dossier public 1048.

Dugdale, R.E.
1972: The Quaternary history of northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N.W.T., Part III. The late glacial deposits of Sulung Valley and adjacent parts of the Maktak trough; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 366-374.

Duplessis, J-C., Delibrias, G., Turon, J.L., Pujol, C., and Duprat, J.
1981: Deglacial warming of the northeastern North Atlantic: correlation with the paleoclimatic evolution of the European continent; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 35, p. 121-144.

Dyck, W. and Fyles, J.G.
1963: Geological Survey of Canada radiocarbon dates I and II; Geological Survey of Canada, Paper 63-21, 31 p.

Dyck, W., Fyles, J.G., and Blake, W., Jr.
1965: Geological Survey of Canada radiocarbon dates IV; Geological Survey of Canada, Paper 65-4, 23 p.

Dyck, W., Lowdon, J.A., Fyles, J.G., and Blake, W., Jr.
1966: Geological Survey of Canada radiocarbon dates V; Geological Survey of Canada, Paper 66-48, 32 p.

Dyer, W.S. and Crozier, A.R.
1933: Lignite and refractory clay deposits of the Onakawana lignite field; Ontario Department of Mines, 42nd Annual Report, v. 42, part 3, p. 46-78.

Dyke, A.S.
1974: Deglacial chronology and uplift history: northeastern sector, Laurentide Ice Sheet; Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Occasional Paper, v. 12, 73 p.
1977: Quaternary geomorphology, glacial chronology, and climatic and sea-level history of southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, Northwest Territories, Canada; unpublished PhD thesis, University of Colorado, Boulder, 185 p.
1978a: Indications of neoglacierization of Somerset Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 78-18, p. 215-217.
1978b: Glacial and marine limits on Somerset Island, Northwest Territories (abstract); in Abstracts with Programs; Geological Society of America, v. 10, p. 394.
1979a: Glacial geology of northern Boothia Peninsula, District of Franklin; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 385-394.
1979b: Radiocarbon-dated Holocene emergence of Somerset Island, central Canadian Arctic; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 307-318.
1979c: Glacial and sea level history of the southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N.W.T., Canada; Arctic and Alpine Research, v. 11, p. 179-202.
1980a: Redated Holocene whale bones from Somerset Island, District of Franklin; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 269-270.
1980b: Base metal and uranium concentrations in till, northern Boothia Peninsula, District of Franklin; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 80-1C, p. 155-159.
1983: Quaternary geology of Somerset Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 404, 32 p.
1984: Quaternary geology of Boothia Peninsula and northern District of Keewatin, Central Canadian Arctic; Geological Survey of Canada, Memoir 407, 26 p.
1987: A reinterpretation of glacial and marine limits around the northwestern Laurentide Ice Sheet; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 591-601.

Dyke, A.S. and Dredge, L.A.
1989: Quaternary geology of the northwestern Canadian Shield; in Chapter 3 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Dyke, A.S. and Matthews, J.V., Jr.
1987: Stratigraphy and paleoecology of Quaternary sediments exposed along Pasley River, Boothia Peninsula, Central Canadian Arctic; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 323-344.

Dyke, A.S. and Prest, V.K.
1987: Late Wisconsinan and Holocene history of the Laurentide Ice Sheet; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 237-263.

Dyke, A.S., Andrews, J.T., and Miller, G.H.
1982a: Quaternary geology of Cumberland Peninsula, Baffin Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 403, 32 p.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Dyke, A.S., Dredge, L.A., and Vincent, J-S.
1982b: Configuration of the Laurentide ice sheet during the Late Wisconsin maximum; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 5-14.
1983: Reply to comments by J.T. Andrews on «Configuration and dynamics of the Laurentide Ice Sheet during the Late Wisconsin maximum»; Géographie physique et Quaternaire, v. 37, p. 119-120.

Dyke, L.D.
1979: Bedrock heave in the central Canadian Arctic; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 241-246.

Elson, J.A.
1967: The geology of Lake Agassiz; in Life, Land and Water, W.J. Mayer-Oakes (ed.); University of Manitoba Press, p. 37-95.
1969: Late Quaternary marine submergence of Quebec; Revue de géographie de Montréal, v. 23, p. 247-258.

England, J.H. and Andrews, J.T.
1973: Broughton Island — a reference area for Wisconsin and Holocene chronology and sea level changes on eastern Baffin Island; Boreas, v. 2, p. 17-32.

Engstrom, D.R., and Hansen, B.C.S.
1985: Postglacial vegetational change and soil development in southeastern Labrador as inferred from pollen and chemical stratigraphy; Canadian Journal of Botany, v. 63, p. 543-561.

Evans, D.J.A.
1984: Glacial geomorphology and chronology in the Selamiut Range/Nachvak Fiord area, Torngat Mountains, Labrador; unpublished MSc thesis, Memorial University of Newfoundland, St. John's, 138 p.

Evans, D.J.A. and Rogerson, R.J.
1986: Glacial geomorphology and chronology in the Selamiut Range/Nachvak Fiord area, Torngat Mountains, Labrador; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 66-76.

Fairbridge, R.W. and Hillaire-Marcel, C.
1977: An 8,000-yr paleoclimatic record of the 'Double-Hale' 45-yr solar cycle; Nature, v. 268, no. 5619, p. 413-416.

Falconer, G.
1962: Glaciers of northern Baffin and Bylot Islands, N.W.T.; Canadian Geographical Branch, Geographical Paper 33, 31 p.
1966: Preservation of vegetation and patterned ground under thin ice body in northern Baffin Island, N.W.T.; Canadian Geographical Branch, Geographical Bulletin 8, p. 194-200.

Falconer, G., Ives, J.D., Løken, O.H., and Andrews, J.T.
1965: Major end moraines in eastern and central Arctic Canada; Geographical Bulletin, v. 7, p. 137-153.

Farrand, W.R.
1960: Former shorelines in western and northern Lake Superior basin; unpublished PhD thesis, University of Michigan, Ann Arbour, 226 p.
1962: Postglacial uplift in North America; American Journal of Science, v. 260, p. 181-199.

Farrand, W.R. and Drexler, C.W.
1985: Late Wisconsinan and Holocene history of the Lake Superior Basin; in Quaternary Evolution of the Great Lakes, P.F. Karrow (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 30, p. 17-32.

Fenton, M.M., Moran, S.R., Teller, J.T., and Clayton, L.
1983: Quaternary stratigraphy and history in the southern part of the Lake Agassiz basin; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 49-74.

Feyling-Hanssen, R.W.
1976a: The Clyde Foreland Formation, a micropaleontological study of Quaternary stratigraphy; Maritime Sediments, Special Publication no. 1, Part B, p. 315-377.
1976b: A mid-Wisconsin Interstadial on Broughton Island, Arctic Canada, and its foraminifera; Arctic and Alpine Reserach, v. 8, p. 161-182.
1980: Microbiostratigraphy of young Cenozoic marine deposits at the Qivituq Peninsula, Baffin Island; Marine Micropaleontology, p. 153-184.
1985: Late Cenozoic marine deosits of East Baffin Island and East Greenland: Microbiostratigraphy, Correlation, Age; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 354-393.

Fillon, R.H.
1985: Northwest Labrador Sea stratigraphy, sand input and paleooceanography during the last 160 000 years; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay, and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 210-247.

Fillon, R.H. and Harmes, R.A.
1982: Northern Labrador shelf glacial chronology and depositional environments; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 162-192.

Fillon, R.H., Hardy, I.A., Wagner, F.J.E., Andrews, J.T., and Josenhans, H.W.
1981: Labrador shelf: Shell and total organic matter ^{14}C date discrepancies; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 81-1B, p. 105-111.

Fisher, D.A., Reeh, N., and Langley, K.
1985: Objective reconstruction of the Late Wiconsinan Ice Sheet; Géographie physique et Quaternaire, v. 39, p. 229-238.

Fitzhugh, W.
1973: Environmental approaches to the prehistory of the north; Journal of the Washington Academy of Sciences, v. 63, p. 39-53.

Flint, R.F.
1943: Growth of the North American Ice Sheet during the Wisconsin Age; Geological Society of America, Bulletin, v. 54, p. 325-362,.
1947: Glacial Geology of the Pleistocene Epoch; John Wiley, New York.
1957: Glacial and Pleistocene Geology; Chapman and Hall Ltd., London, 553 p.
1971: Glacial and Quaternary Geology; John Wiley and Sons, New York, 892 p.

Forman, S.L., Wintle, A., Thorleifson, L.H., and Wyatt, P.H.
1987: Thermoluminescent properties and dates from Holocene and Pleistocene raised marine sediments, Hudson Bay Lowland, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 2405-2411.

Fortier, Y.O. and Morley, L.W.
1956: Geological unit of the Arctic Islands; Transactions of the Royal Society of London, v. 50, p. 3-12.

Fulton, R.J.
1986a: Surficial geology, Red Wine River, Labrador, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 1621A, scale 1:500 000.
1986b: Surficial geology, Cartwright, Labrador, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 1620A, scale 1:500 000.

Fulton, R.J. and Hodgson, D.A.
1979: Wisconsin glacial retreat, Southern Labrador; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 79-1C, p. 17-21.
1980: Surficial materials, Goose Bay, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 22-1979, scale 1:250 000.

Fulton, R.J., Hodgson, D.A., and Minning, G.V.
1979: Surficial materials, Lac Brûlé, Newfoundland-Québec; Geological Survey of Canada, Map 1-1978, scale 1:250 000.
1980a: Surficial materials, Rigolet, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 26-1979, scale 1:250 000.
1980b: Surficial materials, Groswater Bay, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 25-1979, scale 1:250 000.
1980c: Surficial materials, Lake Melville, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 23-1979, scale 1:250 000.
1980d: Surficial materials, Cartwright, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 24-1979, scale 1:250 000.
1981a: Surficial materials, Ossokmanuan, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 29-1979, scale 1:250 000.
1981b: Surficial materials, Minipi Lake, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 1531A, scale 1:250 000.
1981c: Surficial materials, upper Eagle River, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 20-1979, scale 1:250 000.

Fulton, R.J., Hodgson, D.A., Minning, G.V., and Thomas, R.D.
1980e: Surficial materials, Kasheshibaw Lake, Newfoundland-Québec; Geological Survey of Canada, Map 28-1979, scale 1:250 000.
1980f: Surficial materials, Snegamook Lake, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 27-1979, scale 1:250 000.

Fulton, R.J., Hodgson, D.A., Thomas, R.D., and Minning, G.V.
1981d: Surficial materials, Winokapau Lake, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 21-1979, scale 1:250 000.

Fulton, R.J., Minning, G.V., and Hodgson, D.A.
1981e: Surficial materials, Battle Harbour, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 19-1979, scale 1:250 000.

Fyles, J.G.
1963: Surficial geology of Victoria and Stefansson Islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Bulletin 101, 38 p.

Gadd, N.R.
1964: Moraines in the Appalachian region of Quebec; Geological Society of America, Bulletin, v. 75, p. 1249-1254.
1972: Marine deposits, Gatineau Valley, Quebec; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 72-1A, p. 156-157.
1980: Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1439-1453.

Gagnon, R. et Payette, S.
1981: Fluctuations holocènes de la limite des forêts de mélèze, Rivière aux Feuilles, Nouveau-Québec: une analyse macrofossile en milieu tourbeux; Géographie physique et Quaternaire, vol. 35, p. 57-72.

Gangloff, P.
1983: Les fondements géomorphologiques de la théorie des paléonunataks: le cas des monts Torngats; Zeitschrift fur Geomorphologie, Supplement 47, p. 109-136.

Gangloff, P., Gray, J.T., et Hillaire-Marcel, C.
1976: Reconnaissance géomorphologique sur la côte ouest de la baie d'Ungava, Nouveau-Québec; Revue de géographie de Montréal, vol. 30, p. 339-348.
Geddes, R.S.
1984: An exotic till in the Hemlo area, northern Ontario (abstract); in Program with Abstracts, Geological Association of Canada, p. 66.
Geddes, R.S., Bajc, A.F., and Kristjansson, F.J.
1985: Quaternary geology of the Hemlo Region, District of Thunder Bay; in Summary of Field Work and Other Activities, J. Wood, O.L. White, R.B. Barlow, and A.C. Colvine (ed.); Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 126, p. 151-154.
Gilbert, R.
1982: Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, N.W.T., Canada: Glaciomarine processes in fiords of eastern Cumberland Peninsula; Arctic and Alpine Research, v. 14, p. 1-12.
1983: Sedimentary processes of Canadian arctic fiords; Sedimentary Geology, v. 36, p. 147-175.
Gilbert, R., and MacLean, B.
1983: Geophysical studies based on conventional shallow and Huntec high resolution seismic surveys of fiords on Baffin Island; in Sedimentology of Arctic Fjords Experiment:HU82-031 Data Report. Volume 1 J.P.M. Syvitski and C.P. Blakeney (ed.); Canadian Data Report of Hydrography and Ocean Sciences, Supply and Services Canada, No. 12, 90 p.
Gilchrist, C.M.
1982: The glacial geology of the southeastern area of the District of Keewatin, Northwest Territories, Canada; unpublished PhD thesis, University of Massachusetts, Boston, 307 p.
Granberg, H.B. and Krishnan, T.K.
1984: Wood remnants 24 250 years old in Central Labrador (abstract); in Program and Abstracts, 5th AQQUA Congress, Sherbrooke, p. 30.
Grant, A.C.
1975: Geophysical results from the continental margin off southern Baffin Island; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 411-431.
Grant, A.C. and Manchester, K.S.
1970: Geophysical investigation in the Ungava Bay-Hudson Strait region of northern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 1062-1076.
Grant, D.R.
1969: Surficial deposits Lake Melville area, Labrador (13 F and G); in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 69-1A, p. 197- 198.
1971: Geomorphology, Lake Melville area, Labrador (13 F and G); in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 71-1A, p. 114- 117.
1986: Surficial geology, St. Anthony-Blanc-Sablon, Newfoundland-Québec; Geological Survey of Canada, Map 1610A, scale 1:125 000.
1989: Quaternary geology of the Canadian Atlantic Appalachian region; Chapter 5 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Gratton, P., Gwyn, Q.H.T., et Dubois, J.M.M.
1984: Les paléoenvironnements sédimentaires au Wisconsinien moyen et supérieur, île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 38, p. 229-242.
Gravenor, C.P.
1975: Erosion by continental ice sheets; American Journal of Science, vol. 275, p. 594-604.
Gray, J.T.
1969: Glacial history of the eastern Mealy Mountains, southern Labrador; Arctic, v. 22, p. 106-111.
Gray, J.T. and Lauriol, B.
1985: Dynamics of the Late Wisconsin Ice Sheet in the Ungava Peninsula interpreted from geomorphological evidence; Arctic and Alpine Research, v. 17, p. 289-310.
Gray, J., Boutray, B. de, Hillaire-Marcel, C., and Lauriol, B.
1980: Postglacial emergence of the west coast of Ungava Bay, Québec; Arctic and Alpine Research, v. 12, p. 19-30.
Grayson, J.T.
1956: The post-glacial history of vegetation and climate in the Labrador-Quebec region as determined by palynology; unpublished PhD thesis, University of Michigan, 252 p.
Guimont, P. et Laverdière, C.
1982: Le réservoir du Caniapiscau esquisse géomorphologique; Rapport, Société de développement de la Baie James, 5 cartes au 1/60 000.
Gunn, C.B.
1968: Relevance of the Great Lakes discoveries to Canadian Diamond prospecting; Canadian Mining Journal, v. 39, p. 39-42.
Hardy, L.
1970: Géomorphologie glaciaire et post-glaciaire de St-Siméon à St-François d'Assises (Comtés de Charlevoix est et de Chicoutimi); thèse de maîtrise non publiée, Université Laval, 112 p.
1976: Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses terres de la baie de James; thèse de doctorat non publiée, Université McGill, Montréal, 264 p.
1977: La déglaciation et les épisodes lacustre et marin sur le versant québécois des basses-terres de la baie de James; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 261-273.
1982a: La moraine frontale de Sakami, Québec subarctique; Géographie physique et Quaternaire, vol. 36, p. 51-61.
1982b: Le Wisconsinien supérieur à l'est de la baie James (Québec); Naturaliste canadien, vol. 109, p. 333-351.
Hare, F.K.
1959: A photo-reconnaissance survey of Labrador-Ungava; Geographical Branch, Memoir 6, 63 p.
Harrison, D.A.
1963: The tilt of the abandoned lake shorelines in the Wabush-Shabogamo Lake area, Labrador; in Geographical Studies in Labrador, Annual Report 1961-1962; McGill Sub-Arctic Research Paper no. 15, p. 14-22.
Harrison, J.E.
1972: Quaternary geology of the North Bay-Mattawa region; Geological Survey of Canada, Paper 71-26, 37 p.
Hawkins, F.F.
1980: Glacial geology and late Quaternary paleoenvironment in the Merchants Bay area, Baffin Island, N.W.T., Canada; unpublished MSc thesis, University of Colorado, Boulder, 145 p.
Hélie, R.G.
1983: Relict iceberg scours, King William Island, Northwest Territories; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 415-418.
1984: Surficial geology, King William Island and Adelaide Peninsula, Districts of Keewatin and Franklin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Map 1618A, scale 1:250 000.
Hélie, R.G. and Elson, J.A.
1984: Discrimination between glacigenic and weathering residue diamictons, Somerset Island, Northwest Territories; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 339-344.
Henderson, E.P.
1959: A glacial study of central Quebec-Labrador; Geological Survey of Canada, Bulletin 50, 94 p.*
Henderson, P.J.
1983: A study of the heavy mineral distribution in the bottom sediments of Hudson Bay; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 347-351.
Higgs, R.
1978: Provenance of Mesozoic and Cenozoic sediments from the Labrador and western Greenland continental margins; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1850-1860.
Hillaire-Marcel, C.
1976: La déglaciation et le relèvement isostatique sur la côte est de la baie d'Hudson; Cahiers de géographie de Québec, vol. 20, p. 185-220.
1979: Les mers post-glaciaires du Québec: quelques aspects; thèse de doctorat d'état non publiée, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, vol. 1, 293 p., vol. 2, 249 p.
1980: Multiple component postglacial emergence, eastern Hudson Bay, Canada; in Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, N-A. MËrner (ed.) John Wiley and Sons, Chichester, p. 215-230.
1981: Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario: Discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1385-1386.
Hillaire-Marcel, C. et Boutray, B. de
1975: Les dépôts meubles de la région du Poste-de-la-Baleine (Nouveau-Québec); Nordicana, n° 38, 47 p.
Hillaire-Marcel, C. and Fairbridge, R.W.
1978: Isostasy and eustasy of Hudson Bay; Geology, v. 6, p. 117-122.
Hillaire-Marcel, C. and Occhietti, S.
1980: Chronology paleogeography and paleoclimatic significance of the late and post-glacial events in eastern Canada; Zeitschrift fur geomorphologie, v. 24, p. 373-392.
Hillaire-Marcel, C. and Vincent, J-S.
1980: Holocene stratigraphy and sea level changes in southeastern Hudson Bay, Canada; Paleo-Québec, no. 11, 165 p.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Hillaire-Marcel, C., Grant, D.R., and Vincent, J-S.
1980: Comment and reply on «Keewatin Ice Sheet-re-evaluation of the traditional concept of the Laurentide Ice Sheet» and «Glacial erosion and ice sheet divides, northeastern Laurentide Ice Sheet, on the basis of the distribution of limestone erratics»; Geology, v. 8, p. 466-468.
Hillaire-Marcel, C., Occhietti, S., and Vincent, J-S.
1981: Sakami moraine, Quebec: a 500-km-long-moraine without climatic control; Geology, v. 9, p. 210-214.
Hobson, G. D.
1968: Seismic refraction results from the Hudson region; in Earth Science Symposium on Hudson Bay, P.J. Hood (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 68-53, p. 227-246.
Hodgson, D.A. and Fulton, R.J.
1972: Site description, age and significance of a shell sample from the mouth of the Michael River, 30 km south of Cape Harrison, Labrador; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 72-1B, p. 102-105.
Hodgson, D.A. and Haselton, G.M.
1974: Reconnaissance glacial geology, north-eastern Baffin Island; Geological Survey of Canada, Paper 74-20, 10 p.
Hodgson, D.A. and Vincent, J-S.
1984: A 10 000 yr BP extensive ice shelf over Viscount Melville Sound, Arctic Canada; Quaternary Research, v. 22, p. 18-30.
Hooke, R. LeB.
1982: Wisconsin and Holocene delta ^{18}O variations, Barnes Ice Cap, Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 93, p. 784-789.
Horton, R.E.
1945: Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology; Geological Society of America, Bulletin, v. 56, p. 275-370.
Hough, J.L.
1958: Geology of the Great Lakes; University of Illinois Press, Urbana, 313 p.
Hughes, O.L.
1959: Surficial geology of Smooth Rock and Iroquois Falls map-areas, Cochrane District, Ontario; unpublished PhD thesis, University of Kansas, Lawrence, 190 p.
1964: Surficial geology, Nichicun-Kaniapiskau map-area, Quebec; Geological Survey of Canada, Bulletin 106, 20 p.
1965: Surficial geology of part of the Cochrane District, Ontario, Canada; in International Studies on the Quaternary, H.E. Wright and D.G. Frey (ed.); Geological Society of America, Special Paper 84, p. 535-565.
Hughes, T.J.
1975: West Antarctic ice streams; Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 15, p. 1-46.
Hughes, T.J., Denton, G.H., Andersen, B.G., Schilling, D.G., Fastook, J.L., and Lingle, C.S.
1981: The last great ice sheets: a global view; in The Last Great Ice Sheets, G.H. Denton and T.J. Hughes (ed.); John Wiley and Sons, New York, p. 263-317.
Hunter, G.T.,
1970: Postglacial uplift at Fort Albany, James Bay; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 547-548.
Ignatius, H.
1958: On the Late-Wisconsin deglaciation in eastern Canada; Acta Geographica, v. 16, p. 1-34.
Isherwood, D.J.
1975: Soil geochemistry and rock weathering in an arctic environment; unpublished PhD thesis, University of Colorado, Boulder, 173 p.
Ives, J.D.
1957: Glaciation of the Torngat Mountains, Northern Labrador; Arctic, v. 10, p. 67-87.
1958a: Glacial geomorphology of the Torngat Mountains, Northern Labrador; Geographical Bulletin, no. 12, p. 47-75.
1958b: Mountain-top detritus and the extent of the last glaciation in northeastern Labrador-Ungava; The Canadian Geographer, no. 12, p. 25-31.
1959: Glacial drainage channels as indicators of late-glacial conditions in Labrador-Ungava: a discussion; Cahiers de géographie de Québec, v. 3, p. 57-72.
1960a: The deglaciation of Labrador-Ungava, an outline; Cahiers de géographie de Québec, v. 4, p. 323-343.
1960b: Former ice-dammed lakes and the deglaciation of the middle reaches of the George River, Labrador-Ungava; Geographical Bulletin, v. 14, p. 44-70.
1960c: Glaciation and deglaciation of the Helluva Lake area, Central Labrador-Ungava; Geographical Bulletin, no. 15, p. 46-64.
1962: Indications of recent extensive glacierization in north central Baffin Island, N.W.T.; Journal of Glaciology, v. 4, p. 197-205.
1963: Field problems in determining the maximum extent of Pleistocene Glaciation along the eastern Canadian seaboard - A geographer's point of view; in North Atlantic Biota and Their History, A. Love and D. Love (ed.), The Macmillan Company, New York, p. 337-354.
1964: Deglaciation and land emergence in northeastern Foxe Basin, N.W.T.; Geographical Bulletin, v. 21, p. 54-65.
1968: Late-Wisconsin events in Labrador-Ungava: an interim commentary; Canadian Geographer, v. 12, p. 192-203.
1974: Biological refugia and Nunatak hypothesis; in Arctic and Alpine Environments, J.D. Ives and R.G. Barry (ed.); Methuen, London, p. 605-636.
1975: Delimitation of surface weathering zones in eastern Baffin Island, Northern Labrador and Arctic Norway: a discussion; Geological Society of America, Bulletin, v. 86, p. 1096-1100.
1976: The Saglek moraines of northern Labrador: a commentary; Arctic and Alpine Research, v. 8, p. 403-408.
1977: Were parts of the north coast of Labrador ice-free at the Wisconsin glacial maximum?; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 401- 403.
1978: The maximum extent of the Laurentide Ice Sheet along the east coast of North America during the last glaciation; Arctic, v. 31, p. 24-53.
1979: A proposed history of permafrost development in Labrador-Ungava; Géographie physique et Quaternaire, v. 33, p. 233-244.
Ives, J.D. and Andrews, J.T.
1963: Studies in the physical geography of north central Baffin Island; Geographical Bulletin, v. 19, p. 5-48.
Ives, J.D. and Borns, J.W., Jr.
1971: Thickness of the Wisconsin ice sheet in southeast Baffin Island; Zeitschrift fur Gletscher und Glacialgeologie, v. 7, p. 17-21.
Ives, J.D. and Buckley, J.T.
1969: Glacial geomorphology of Remote Peninsula, Baffin Island, N.W.T.; Arctic and Alpine Research, v. 1, p. 83-96.
Ives, J.D., Andrews, J.T., and Barry, R.G.
1975: Growth and decay of the Laurentide Ice Sheet and comparisons with Fenno-Scandinavia; Naturwissenchaften, v. 62, p. 118-125.
Jackson, G.D.
1960: Belcher Islands, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 60-20, 13 p.
Jacobs, J.D., Andrews, J.T., and Funder, S.
1985: Environmental background; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay, and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 26-68.
Jahns, R.H..
1943: Sheet structure in granites: its origin and use as a measure of glacial erosion in New England; Journal of Geology, v. 51, p. 71-98.
Jenness, J.L.
1952: Problem of glaciation in the western islands of Arctic Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 63, p. 939-952.
Johnson, J.P., Jr.
1969: Deglaciation of the central Nain-Okak Bay section of Labrador; Arctic, v. 22, p. 373-394.
Johnston, W.A.
1918: Reconnaissance soil survey of the area along the Hudson Bay railway; Geological Survey of Canada, Summary Report 1917, Part D, p. 25-36.
Johnston, W.G.Q.
1978: Lake Agassiz's northernmost and other features of the Quaternary geology in the region around the southern part of Reindeer Lake, northern Saskatchewan; University of Saskatchewan, Musk-Ox, No. 21, p. 39-50.
Jordan, R.
1975: Pollen diagrams from Hamilton Inlet, Central Labrador, and their environmental implications for the northern Maritime Archaic; Arctic Anthropology, v. 12, p. 92-116.
Josenhans, H.W., Zevenhuizen, J., and Klassen, R.A.
1986: The Quaternary geology of the Labrador Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1190-1213.
Karrow, P.F.
1989: Quaternary geology of the Great Lakes subregion; in Chapter 4 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Karrow, P.F. and Geddes, R.S.
1987: Drift carbonate on the Canadian Shield; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 365-369.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Karrow, P.F., Anderson, T.W., Clarke, A.H., Delorme, L.D., and Sreenivasa, M.R.
1975: Stratigraphy, paleontology, and age of Lake Algonquin sediments in southwestern Ontario, Canada; Quaternary Research, v. 5, p. 49-87.

Kaszycki, C.A. and Shilts, W.W.
1980: Glacial erosion of the Canadian Shield - calculation of average depths; Atomic Energy of Canada Limited Research Company, Technical Record, TR-106, 37 p.

Keele, J.
1921: Mesozoic clays and sands in northern Ontario; Geological Survey of Canada, Summary Report 1920, Part. D, p. 35-39.

Kerr, J. W.
1980: Structural framework of Lancaster Aulacogen, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 319, 24 p.

Kettles, I.M. and Shilts, W.W.
1987: Tills of the Ottawa region; in Quaternary Geology of the Ottawa region, Ontario and Quebec, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 86-23, p. 10-13.

King, C.A.M.
1969: Glacial geomorphology and chronology of Henry Kater Peninsula, east Baffin Island, N.W.T.; Arctic and Alpine Research, v. 1, p. 195-212.

King, G.A.
1985: A standard method for evaluating radiocarbon dates of local deglaciation: Application to the deglaciation history of southern Labrador and adjacent Quebec; Géographie physique et Quaternaire, v. 39, p. 163-182.

Kirby, R.P.
1961a: Deglaciation in central Labrador-Ungava as interpreted from glacial deposits; Geographical Bulletin, no. 16, p. 4-23.
1961b: Movements of ice in Central Labrador-Ungava; Cahiers de géographie de Québec, no. 10, p. 205-218.

Kish, L., La Salle, P., et Szoghy, I.M.
1979: Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo dans les tills de base de l'Abitibi; Ministère des Richesses naturelles, DPV-662, 8 p.

Klassen, R.A.
1981: Aspects of the glacial history of Bylot Island, District of Franklin; inCurrent Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 317-326.
1982: Quaternary stratigraphy and glacial history of Bylot Island, N.W.T., Canada; unpublished PhD thesis, University of Illinois, Urbana, 161 p.
1983a: A preliminary report on drift prospecting studies in Labrador; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 353- 355.
1984: A preliminary report on drift prospecting studies in Labrador Part II; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 247-254.
1985: An outline of glacial history of Bylot Island, District of Franklin, N.W.T.; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 428-460.

Klassen, R.A. and Bolduc, A.
1984: Ice flow directions and drift composition, Churchill Falls, Labrador; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 255-258.

Klassen, R.A. and Thompson, F.J.
1987: Ice flow history and glacial dispersal in the Labrador Trough; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 61-71.

Klassen R.A., Matthews, J.V., Jr., Mott, R.J., Ovenden, L., and Thompson, F.J.
1988: The stratigraphic and paleobotanical record of interglaciation in Wabush region of western Labrador (abstract); in Program and Abstracts, Third Annual Meeting, Canadian Committee on Climatic Fluctuations and Man, Ottawa, p. 24-26.

Klassen, R.W.
1983b: Lake Agassiz and the glacial history of northern Manitoba; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 97-115.
1986: Surficial geology of north-central Manitoba; Geological Survey of Canada, Memoir 419, 57 p.
1989: Quaternary geology of the southern Canadian Interior Plains; in Chapter 2 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Klassen, R.W. and Netterville, J.A.
1973: Quaternary geology inventory, lower Nelson River basin (53M, 54C,D, 63O,P, 64A,B); in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 73-1A, p. 204-205.

Koerner, R.M.
1980a: Instantaneous glacierization, the rate of albedo change, and feedback effects at the beginning of an ice age; Quaternary Research, v. 13, p. 153-159.
1980b: The problem of lichen-free zones in arctic Canada; Arctic and Alpine Research, v. 12, p. 87-94.

Lamb, H.F.
1980: Late Quaternary vegetational history of northeastern Labrador; Arctic and Alpine Research, v. 12, p. 117-135.
1984: Modern pollen spectra from Labrador and their use in reconstructing Holocene vegetational history; Journal of Ecology, v. 72, p. 37-59.

Lamb, H.H. and Woodroffe, A.
1970: Atmospheric circulation during the last ice-age; Quaternary Research, v. 1, p. 29-58.

Lamothe, M.
1977: Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin, Saint-Jovite, Québec: cartographie, sédimentologie et stratigraphie; thèse de maîtrise non publiée, Université du Québec à Montréal, Montréal, 118 p.

Larsen, C.E.
1985: Lake level, uplift, and outlet incision, the Nipissing and Algoma Great Lakes; in Quaternary Evolution of the Great Lakes, P.F. Karrow and P.E. Calkin (ed.); Geological Association of Canada, p. 61-77.

LaSalle, P.
1978: Géologie des sédiments de surface de la région de Québec; Ministère des Richesses naturelles, DPV 565, 22 p.

LaSalle, P. and Rondot, J.
1967: New ^{14}C dates from the Lake St. John area, Québec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 568-571.

LaSalle, P. et Tremblay, G.
1978: Dépôts meubles, Saguenay Lac Saint-Jean ;Ministère des Richesses naturelles, Rapport géologique 191, 61 p.

LaSalle, P., Martineau, G., et Chauvin, L.
1977a: Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce – Monts Notre-Dame – Parc des Laurentides; Ministère des Richesses naturelles, DPV 516, 74 p.
1977b: Dépôts morainiques et stries glaciaires dans la région de Beauce – Monts Notre-Dame – Parc des Laurentides; Ministère des Richesses naturelles, DPV 515, 22 p.

Lauriol, B.
1982: Géomorphologie quaternaire du sud de l'Ungava; PaléoQuébec, n° 15, 174 p.

Lauriol, B. et Gray, J.T.
1983: Un lac glaciaire dans la région du lac Minto-Nouveau Québec; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 10, p. 1488-1492.

Lauriol, B. and Gray, J.T.
1987: The decay and disappearence of the Late Wisconsinan Ice Sheet in the Ungava Peninsula, northern Quebec, Canada; Arctic and Alpine Research, v. 19, p. 109-126.

Lauriol,B.,Gray, J.T., Hétu, B., et Cyr, A.
1979: Le cadre chronologique et paléogéographique de l'évolution marine depuis la déglaciation dans la région d'Aupaluk, Nouveau-Québec, Géographie physique et Quaternaire, vol. 33, p. 189-203.

Laverdière, C.
1967: Sur le lieu de fonte sur place de la calotte glaciaire de Scheffer; Le géographe canadien, vol. 11, p. 87-95.
1969a: The Scheffer Ice-Sheet: a reply to Ives' comments; Canadian Geographer, v. 13, no. 3, p. 269-283.
1969b: Le retrait de la calotte glaciaire de Scheffer: du Témiscamingue au Nouveau-Québec; Revue de géographie de Montréal, vol. 23, p. 233-246.

Laverdière, C. et Bernard, C.
1969: Sur quelques néochronymes (Mer d'Iberville); dans Le vocabulaire de la géomorphologie glaciaire (V[e] article); Revue de géographie de Montréal, vol. 23, p. 355-358.Λαθερδιλερε, α. ετ αουρτεμανθηε, A.
1960: La géomorphologie glaciaire de la région du mont Tremblant, 2[e] partie, La région de Saint-Faustin – Saint-Jovite; Cahiers de géographie de Québec, vol. 5, p. 5-32.

Laverdière, C. et Courtemanche, A.
1960: La géomorphologie glaciaire de la région du mont Tremblant, 2[e] partie, la région de Saint-Faustin — Saint-Jovite; Cahiers de géographie de Québec, vol. 5, p. 5-32.

Laverdière, C. et Guimont, P.
1982: Le réservoir du Caniapiscau, étude du milieu physique; Rapport interne, Société de développement de la baie James, 125 p.

Laverdière, C. et Mailloux, A.
1956: État de nos connaissances d'une transgression marine post-

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

glaciaire dans les régions du haut Saguenay et du lac Saint-Jean; Revue canadienne de géographie, vol. 10, p. 201-220.

Lawson, A.C.

1890: Notes on the pre-Paleozoic surface of the Archean terranes of Canada; Geological Society of America, Bulletin No. 1, p. 163-173.

Laymon, C.

1984: Glacial geology of western Hudson Strait with reference to Laurentide Ice Sheet dynamics (abstract); in Abstracts with Program, Geological Society of America, v. 16, Annual Meeting, Reno, Nevada, p. 571.

Lee, H.A.

1959a: Surficial geology of southern District of Keewatin and the Keewatin Ice Divide, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Bulletin 51, 42 p.

1959b: Eastward transport of erratics from Hudson Bay; Geological Society of America, Bulletin, v. 70, p. 219-222.

1960: Late glacial and postglacial Hudson Bay sea episode; Science, v. 131, no. 3413, p. 1609-1611.

1962: Method of deglaciation, age of submergence, and rate of uplift west and east of Hudson Bay, Canada; Biuletyn Peryglacjalny, no. 11, p. 239-245.

1968: Quaternary geology; in Science, History and Hudson Bay, Volume 2, C.S. Beals and D.A. Shenstone (ed.); Queen's Printer, Ottawa, p. 503-543.

Lee, H.A., Eade, K.E., and Heywood, W.W.

1960: Surficial geology, Sakami Lake (Fort George-Great Whale Area, New Quebec); Geological Survey of Canada, Map 52-1959, scale 1:506 880.

Lewis, C.F.M.

1969: Late Quaternary history of lake levels in the Huron and Erie basins; in Proceedings 12th Conference Great Lakes Research, International Association Great Lakes Research, Ann Arbour, Michigan, p. 250-270.

1970: Recent uplift of Manitoulin Island, Ontario; Canadian Journal of EarthSciences, v. 7, p. 665-675.

Lind, E.K.

1983: Sedimentology and paleoecology of the Cape Rammelsberg area, Baffin Island, Canada; unpublished MSc thesis, University of Colorado, Boulder.

Locke, C. and Locke, W.W. III

1977: Little Ice Age snow-cover extent and paleoglacierization thresholds: north-central Baffin Island, N.W.T., Canada; Arctic and Alpine Research, v. 9, p. 291-300.

Locke, W.W. III

1979: Etching of Hornblende grains in Arctic soils: an indicator of relative age and paleoclimate; Quaternary Research, v. 11, p. 197-212.

1980: The Quaternary geology of the Cape Dyer area, southeasternmost Baffin Island, Canada; unpublished PhD thesis, University of Colorado, Boulder, 331 p.

1985: Weathering and soil development on Baffin Island; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay, and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 331-353.

Løken, O.H.

1962a: On the vertical extent of glaciation in northeastern Labrador-Ungava; Canadian Geographer, v. 6, p. 106-119.

1962b: The late-glacial and postglacial emergence and the deglaciation of northernmost Labrador; Geographical Bulletin, v. 17, p. 23-56.

1964: A study of the late and postglacial changes of sea level in northernmost Labrador; Report to Arctic Institute of North America, Montréal, 74 p.

1966: Baffin Island refugia older than 54,000 years; Science, v. 153, p. 1378-1380.

1978: Postglacial tilting of Akpatok Island, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1547-1553.

Løken, O.H. and Hodgson, D.A.

1971: On the submarine geomorphology along the east coast of Baffin Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p.185-195.

Low, A.P.

1888: Report on explorations in James Bay and country east of Hudson Bay drained by the Big Great Whale and Clearwater rivers; Geological Survey of Canada, Annual Report 1887 and 1888, v. 3, Part J, 94 p.

1896: Report on exploration in the Labrador Peninsula along the East Main, Koksoak, Hamilton, Manicuagan and portions of other rivers in 1892-93-94-95; Geological Survey of Canada, Annual Report 1895, v. 8, Part L, 387 p.

Lowdon, J.A. and Blake, W., Jr.

1968: Geological Survey of Canada radiocarbon dates VII; Radiocarbon, v. 10, p. 207-245.

1970: Geological Survey of Canada radiocarbon dates IX; Geological Survey of Canada, Paper 70-2, Part B, 41 p.

1973: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIII; Geological Survey of Canada, Paper 73-7, 61 p.

1979: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIX; Geological Survey of Canada, Paper 79-7, 58 p.

1980: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XX; Geological Survey of Canada, Paper 80-7, 28 p.

Lowdon, J.A., Robertson, I.M., and Blake, W., Jr.

1971: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XI; Radiocarbon, v. 13, p. 255-324.

1977: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVII; Geological Survey of Canada, Paper 77-7, 25 p.

MacLean, B.

1985: Geology of the Baffin Island Shelf; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay, and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 154-177.

MacLean, B. and Williams, G.L.

1983: Geological investigations of Baffin Island shelf in 1982; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 309-315.

Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E., and Donner, J.J.

1974: Quaternary stratigraphy of Norder, a proposal for terminology and classification; Boreas, v. 3, p. 109-128.

Manitoba Mineral Resources Division

1981: Surficial geological map of Manitoba; Manitoba Mineral Resources Division, Map 81-1, scale 1:1 000 000

Martineau, G.

1984a: Géologie du Quaternaire de la région de Chibougamau; Ministère de l'Énergie et des Ressources, Rapport ET 83-20, 15 p.

1984b: Aspects de la géologie du Quaternaire, région de Chibougamau, Ministère de l'Energie et des Ressources, Manuscrits Bruts 84-13, 24 p.

Martison, N.W.

1953: Petroleum possibilities of the James Bay Lowland area; Ontario Department of Mines, Annual Report 1952, v. 61, Part 6, p. 1-58.

Mathews, W.H.

1974: Surface profiles of the Laurentide Ice Sheet in its marginal areas; Journal of Glaciology, v. 13, p. 37-43.

1975: Cenozoic erosion and erosion surfaces of eastern North America; American Journal of Science, v. 275, p. 818-824.

1980: Retreat of the last ice sheets in northeastern British Columbia and adjacent Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 331, 22 p.

Matthew, E.M.

1961: Deglaciation of the George River basin Labrador-Ungara; in Field Research in Labrador-Ungava, Annual Report 1959-1960, McGill Sub-Arctic Research Paper no. 11, p. 29-45.

Matthews, B.

1966: Radiocarbon dated postglacial land uplift in Northern Ungava, Canada; Nature, v. 211, no. 5054, p. 1164-1166.

1967: Late Quaternary land emergence in northern Ungava, Quebec; Arctic, v. 20, p. 176-201.

Mawdsley, J.B.

1936: The wash-board moraines of the Opawica-Chibougamau area, Quebec; Royal Society of Canada, Transactions, Serie 3, Section IV, v. 30, p. 9-12.

Maxwell, J.B.

1981: Climatic regions of the Canadian Arctic Islands; Arctic, v. 34, p. 225-240.

Mayewski, P.A., Denton, G.H., and Hughes, T.J.

1981: Late Wisconsin ice sheets of North America; in The Last Great Ice Sheets, G.H. Denton and T.J. Hughes (ed.); John Wiley and Sons, New York, p. 67-178.

McAndrews, J.H.

1981: Late Quaternary climate of Ontario: temperature trends from the fossil pollen record; in Quaternary Paleoclimate, W.C. Mahaney (ed.); Geo Abstracts Ltd., Norwich, England, p. 319-333.

McAndrews, J.H. et Samson, G.

1977: Analyse pollinique et implications archéologiques et géomorphologiques, lac de la Hutte Sauvage (Mushuau Nipi), Nouveau-Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 177-183.

McAndrews, J.H., Riley, J.L., and Davis, A.M.

1982: Vegetation history of the Hudson Bay lowland: a postglacial pollen diagram from the Sutton Ridge; Le Naturaliste Canadien, v. 190, p. 597-608.

McCoy, W.D.

1983: Holocene glacier fluctuations in the Torngat Mountains, Northern Labrador; Géographie physique et Quaternaire, v. 37, p. 211-216.

McDonald, B.C.

1969: Glacial and interglacial stratigraphy, Hudson Bay lowland; in Earth Science Symposium on Hudson Bay, P.J. Hood (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 68-53, p. 78-99.

1971: Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in eastern Canada; in The Late Cenozoic Glacial Ages, K.K. Turekian (ed.); Yale University Press, p. 331-353.

McLearn, F.H.
1927: The Mesozoic and Pleistocene deposits of the Lower Missinaibi, Opazatika, and Mattagami rivers, Ontario; Geological Survey of Canada, Summary Report 1926, Part C, p. 16-47.*

Mercer, J.H.
1956: Geomorphology and glacial history of southernmost Baffin Island; Geological Society of America, Bulletin, v. 67, p. 553-570.

Mercier, A.L.
1984: Glacial lake in the Richardson and Rae River basins, District of Mackenzie, N.W.T.; Géographie physique et Quaternaire, vol. 38, p. 75-80.

Miller, G.H.
1973: Late Quaternary glacial and climatic history of northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N.W.T., Canada; Quaternary Research, v. 3, p. 561-583.
1975: Quaternary glacial and climatic history of northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, Canada, with particular reference to fluctuations during the last 20,000 years; unpublished PhD dissertation, University of Colorado, Boulder, 226 p.
1976: Anomalous local glacier activity, Baffin Island, Canada: Paleoclimatic implications; Geology, v. 4, p. 502-504.
1979: Radiocarbon date list IV: Baffin Island, N.W.T., Canada; Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Occasional Paper 29, 61 p.
1980: Late Foxe glaciation of southern Baffin Island, N.W.T., Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 91, p. 399-405.
1985a: Aminostratigraphy of Baffin Island shell-bearing deposits; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay, and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 394-427.
1985b: Moraines and proglacial lake shorelines, Hall Peninsula, Baffin Island; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 546-557.

Miller, G.H. and Dyke, A.S.
1974: Proposed extent of late Wisconsin Laurentide ice on eastern Baffin Island; Geology, v. 2, p. 125-130.

Miller, G.H., Andrews, J.T., and Short, S.K.
1977: The last interglacial-glacial cycle, Clyde foreland, Baffin Island, N.W.T.: Stratigraphy, biostratigraphy, and chronology; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2824-2857.

Miller, G.H., Andrews, J.T., Stravers, J.A., and Laymon, C.A.
1988: The Cockburn Readvance in northeastern Canada: a Younger Dryas style regional climatic oscillation during the last deglaciation (abstract); in Program and Abstracts, American Quaternary Association, 10th biennial meeting, Amherst, p. 139.

Mode, W.N.
1980: Quaternary stratigraphy and palynology of the Clyde Foreland, Baffin Island, N.W.T., Canada; unpublished PhD thesis, University of Colorado, Boulder, 219 p.
1985: Pre-Holocene pollen and molluscan records from eastern Baffin Island, Canada; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 502-519.

Mode, W.N., Nelson, A.R., and Brigham, J.K.
1983: Sedimentologic evidence for Quaternary glaciomarine cyclic sedimentation along eastern Baffin Island, Canada; in Glacial-marine Sedimentation, B.F. Molnia (ed.); Plenum Press, New York, p. 495-534.

Molnia, B.F.
1978: Surface sedimentary units of northern Gulf of Alaska continental shelf; American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 62, p. 633-643.

Morrison, A.
1963: Landform studies in the middle Hamilton River area, Labrador; Arctic, v. 16, p. 272-275.
1970: Pollen diagrams from interior Labrador; Canadian Journal of Botany, v. 48, p. 1957-1975.

Mudie, P.J. and Aksu, A.E.
1984: Paleoclimate of Baffin Bay from 300,000-year record of foraminifera, dinoflagellates and pollen; Nature, v. 312, p. 630-634.

Muller, D.S.
1980: Glacial geology and Quaternary history of southeast Meta Incognita Peninsula, Baffin Island, Canada; unpublished MSc thesis, University of Colorado, Boulder, 211 p.

National Wetlands Working Group
1981: Wetlands of Canada; Environment Canada, Ecological Land Classification Series No. 14, 2 maps, scale 1:7500.

Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Nelson, A.R.
1978: Quaternary glacial and marine stratigraphy of the Qivitu Peninsula, northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, Canada; unpublished PhD dissertation, University of Colorado, Boulder, 215 p.
1980: Chronology of Quaternary landforms, Qivitu Peninsula, northern Cumberland Peninsula, N.W.T., Canada; Arctic and Alpine Research, v. 12, p. 256-286.
1981: Quaternary glacial and marine stratigraphy of the Qivitu Peninsula, northern Cumberland Peninsula, Baffin Island; Geological Society of America, Bulletin, v. 92 Part I, p. 512-518; Part II, p. 1143-1261.
1982: Aminostratigraphy of Quaternary marine and glaciomarine sediments, Qivitu Peninsula, Baffin Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 945-961.

Netterville, J.A.
1974: Quaternary stratigraphy of the lower Gods River region, Hudson Bay Lowlands; unpublished MSc thesis, University of Calgary, Calgary, 79 p.

Netterville, J.A., Dyke, A.S., Thomas, R.D., and Drabinsky, K.A.
1976: Terrain inventory and Quaternary geology, Somerset, Prince of Wales and adjacent islands; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 145-154.

Nichol, I. and Bjorklund, A.
1973: Glacial geology as a key to geochemical exploration in areas of glacial overburden with particular reference to Canada; Journal of Geochemical Exploration, v. 2, p. 133-170.

Nichols, H.
1967: The post-glacial history of vegetation and climate at Ennadei Lake, Keewatin, and Lynn Lake, Manitoba (Canada); Eiszeitalter Gegenwart, Band 18, p. 1-76-97.
1972: Summary of the palynological evidence for Late-Quaternary vegetational and climatic change in the central and eastern Canadian Arctic; in Climatic Changes in Arctic Areas During the Last 10,000 Years, Y. Vasari, H. Hyvarinen, and S. Hicks (ed.); Acta Universitatis Ouluensis, Ser A., no. 3, Geologica no. 2, p.309-340.

Nielsen, E.
1982: Observation on the distribution of Proterozoic erratics in Manitoba (abstract); in Program with Abstracts, Geological Association of Canada, v. 7, p. 70.

Nielsen, E. and Dredge, L.A.
1982: Trip 5: Quaternary stratigraphy and geomorphology of a part of the Lower Nelson River; Geological Association of Canada, Field Trip Guidebook No. 5, Winnipeg, Manitoba, 56 p.

Nielsen, E., McKillop, W.B., and McCoy, J.P.
1982: The age of the Hartman moraine and the Campbell beach of Lake Agassiz in northwestern Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 719, p. 1933-1937.

Nielsen, E., Morgan, A.V., Morgan, A., Mott, R.J., Rutter, N.W., and Causse, C.
1986: Stratigraphy, paleoecology, and glacial history of the Gillam area, Manitoba; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1641-1661.

Nixon, F.M., Dredge, L.A., and Richardson, R.J.
1981: Surficial geology, Munroe Lake, Manitoba; Geological Survey of Canada, Map 10-1981, scale 1:250 000.

Norman, G.W.H.
1938: The last Pleistocene ice-front in Chibougamau District, Quebec; Royal Society of Canada, Transactions, Series 3, Section IV, v. 32, p. 69-86.
1939: The south-eastern limit of Glacial Lake Barlow-Ojibway in the Mistassini Lake region, Quebec; Royal Society of Canada, Transactions, Section IV, p. 59-65.

Occhietti, S.
1980: Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec, Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du St-Laurent et corrélations stratigraphiques; Paléo-Québec, n° 10, 218 p.
1982: Synthèse lithostratigraphique et paléoenvironnements du Quaternaire au Québec méridional; Géographie physique et Quaternaire, vol. 36, p. 15- 49.
1989: Quaternary geology of St. Lawrence Valley and adjacent Appalachian subregion; in Chapter 4 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Osterman, L.E.
1982: Late Quaternary history of southern Baffin Island, Canada: A study of foraminifera and sediments from Frobisher Bay; unpublished PhD dissertation, University of Colorado, Boulder, 380 p.

Osterman, L.E. and Andrews, J.T.
1983: Changes in glacial-marine sedimentation in core HU77-159, Frobisher Bay, Baffin Island, N.W.T.: a record of proximal, distal and ice-rafting glacial-marine environments; in Glacial-marine sedimentation, B.J. Molnia (ed.); Plenum Press, New York, p. 451-494.

Osterman, L.E., Miller, G.H., and Stravers, J.A.
1985: Late and mid-Foxe glaciation of southern Baffin Island; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 520-545.

Pagé, P.
1977: Les dépôts meubles de la région de Saint-Jean de Matha – Sainte Émilie de l'Énergie, Québec – cartographie, sédimentologie et stratigraphie; thèse de maitrise non publiée, Université du Québec à Montréal, 118 p.

Paré, D.
1982: Application of heavy mineral analysis to problems of till provenance along a transect from Longlac, Ontario to Somerset Island; unpublished MA thesis, Carleton University, Ottawa, 76 p.

Parent, M., Dubois, J.M.M., Bail, P., Larocque, A., et Larocque, G.
1985: Paléogéographie du Québec méridional entre 12,500 et 8000 BP; Recherches amérindiennes au Québec, vol. 15, p. 17-37.

Parent, M. and Occhietti, S.
1988: Late Wisconsinan deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence Valley, Quebec; Géographie physique et Quaternaire, v. 42, p.

Parry, J.T.
1963: The Laurentians: a study in geomorphological development; unpublished PhD thesis, McGill University, Montréal, 222 p.

Payette, S.
1983: The forest tundra and present tree-lines of the Northern Québec Labrador Peninsula; in Tree-Line Ecology, Proceedings of the Northern Québec Tree-Line Conference, P. Morisset and S. Payette (ed.); Collection Nordicana, no. 47, p. 3-23.

Peltier, W.R. and Andrews, J.T.
1983: Glacial geology and glacial isostasy of the Hudson Bay region; in Shorelines and Isostasy, D.E. Smith and A.G. Dawson (ed.); Institute of British Geographers, Special Publication no. 16, Academic Press, London, p. 285-319.

Perrault, G.
1955: Geology of the western margin of the Labrador Trough, Part I: General geology of the western margin of the Labrador Trough, Part II: The Sokoman Iron Formation, Part III: Some data on iron silicate minerals occuring in iron rich sedimentary rocks; unpublished PhD thesis, University of Toronto, Toronto, 300p.

Peterson, J.A.
1965: Deglaciation of the White Gull Lake area, Labrador-Ungava; Cahiers de géographie de Québec, v. 9, p. 183-196.

Pheasant, D.R.
1971: The glacial chronology and glacio-isostasy of the Narping-Quajon fiord area, Cumberland Peninsula, Baffin Island; unpublished PhD thesis, University of Colorado, Boulder, 232 p.

Pheasant, D.R. and Andrews, J.T.
1972: The Quaternary history of northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N.W.T. Part VIII: Chronology of Narpaing and Quajon fiords during the past 120,000 years; Proceedings, 24th International Geological Congress, Montréal, Section 12, p. 81-88.*
1973: Wisconsin glacial chronology and relative sea level movements, Narpaing Fiord Broughton Island area, eastern Baffin Island, N.W.T.; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1621-1641.

Piper, D.J.W., Mudie, P.J., Fader, G.B., Josenhans, H., MacLean, B., and Vilks, G.
1989: Quaternary geology; Chapter 10 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, M.J. Keen and G.L. Williams (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-2).*

Plumet, P.
1974: L'archéologie et le relèvement glacio-isostatique de la région de Poste-de-la-Baleine, Nouveau-Québec; Revue de géographie de Montréal, vol. 28, p. 443-447.

Portmann, J-P.
1972: Les dépôts quaternaires de l'estuaire de la Grande-Rivière de la Baleine, Nouveau-Québec; Revue de géographie de Montréal, vol. 26, p.208-214.

Prest, V.K.
1963: Surficial geology, Red Lake – Lansdowne House area, northwestern Ontario; Geological Survey of Canada, Paper 63-6, 23 p.
1966: Glacial studies, northeastern Ontario and northwestern Quebec; Geological Survey of Canada, Paper 66-1, p. 202-203.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

1968: Nomenclature of moraines and ice-flow features as applied to the Glacial Map of Canada; Geological Survey of Canada, Paper 67-57, 32 p.
1969: Retreat of Wisconsin and recent ice in North America; Geological Survey of Canada, Map 1257A, scale 1:5 000 000.
1970: Quaternary geology of Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, 5th ed., p. 676-764.*
1983a: Canada's heritage of glacial features; Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report 28, 119 p.*
1983b: The Wisconsinan glacial complex; in Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere, A. Billard, D. Conchon, and F.W. Shatton (ed.); International Geological Correlation Project 73/1/24, Report No. 9, Prague, p. 90-102.
1984: The Late Wisconsinan glacier complex; in Quaternary Stratigraphy of Canada – A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 21-36 Map 1584A, scale 1:7 500 000.

Prest, V.K., Grant, D.R., and Rampton, V.N.
1968: Glacial Map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1253A, scale 1:5 000 000.*

Prichonnet, G., Martineau, G., et Bisson, L.
1984: Les dépôts quaternaires de la région de Chibaugamau, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 38, p. 287-304.

Quinlan, G.
1981: Numerical models of postglacial relative sea level change in Atlantic Canada and the eastern Canadian arctic; unpublished PhD thesis, Dalhousie University, Halifax, 499 p.
1985: A numerical model of postglacial relative sea level change near Baffin Island; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 560-584.

Quinlan, G. and Beaumont, C.
1982: The deglaciation of Atlantic Canada as reconstructed from the postglacial relative sea-level record; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2232-2246.

Richard, P.J.H.
1977a: Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique; Service à la recherche, Direction générale des forêts, Ministère des terres et forêts du Québec, tome 1, 312 p. et tome 2, 142 p.
1977b: Végétation tardiglaciaire au Québec méridional et implications paléoclimatiques; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 161-176.
1979: Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation au nord-est de la Jamésie; Géographie physique et Quaternaire, vol. 33, p. 93-112.
1980a: Histoire postglaciaire de la végétation au sud du lac Abitibi, Ontario et Québec; Géographie physique et Quaternaire; vol. 34, p. 77-94.
1981: Paléophytogéographie postglaciaire en Ungava par l'analyse pollinique; Paléo-Québec, n° 13, 153 p.
1985: Couvert végétal et paléoenvironnements du Québec entre 12 000 et 8000 ans BP – l'habitabilité dans un milieu changeant; Recherches amérindiennes au Québec, vol. 15, p. 39-56.
1989: Patterns of post-Wisconsinan plant colonization in Quebec-Labrador; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Richard, P.J.H., Larouche, A., et Bouchard, M.A.
1982: Âge de la déglaciation finale et histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 63-90.

Richard, S.H.
1978: Surficial geology, Lachute-Montebello area, Quebec; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 78-1B, p. 115-119.
1980b: Surficial geology, Papineauville-Wakefield region, Quebec; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 80-1C, p. 121-128.
1984: Surficial geology, Lachute-Arundel, Quebec-Ontario; Geological Survey of Canada, Map 1577A, scale 1:100 000.
in press: Surficial geology, Buckingham, Quebec-Ontario; Geological Survey of Canada, Map 1678A, scale 1:100 000.

Richard, S.H., Gadd, N.R., and Vincent, J-S.
1977: Surficial materials and terrain features, Ottawa-Hull, Ontario-Quebec; Geological Survey of Canada, Map 1425A, scale 1:125 000.

Richardson, R.J., Dredge, L.A., and Nixon, F.M.
1982: Surficial geology, Whiskey Jack Lake, Manitoba; Geological Survey of Canada, Map 18-1981, scale 1:250 000.

Ricketts, B.D. and Donaldson, J.A.
1981: Sedimentary history of the Belcher Group of Hudson Bay; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 235-254.
Ridler, R.H. and Shilts, W.W.
1974: Exploration for Archean polymetallic sulphide deposits in permafrost terrains: An integrated geological/geochemical technique; Kaminak Lake area, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Paper 73-34, 33 p.
Ritchie, J.C.
1989: History of the boreal forest in Canada; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Rogerson, R.J.
1977: Glacial geomorphology and sediments of the Porcupine Strands, Labrador, Canada; unpublished PhD thesis, Macquarie University, 276 p.
1981: The tectonic evolution and surface morphology of Newfoundland; in The Natural Environment of Newfoundland, Past and Present; Department of Geography, University of Newfoundland, p. 24-55.
1982: The glaciation of Newfoundland and Labrador; inProspecting in Areas of Glaciated Terrain, P.H. Davenport (ed.), The Canadian Institute of Mining and Metallurgy, p. 37-56.
Rogerson, R.J. and Bell, T.
1986: The Late-Wisconsin maximum in the Nachavak Fiord area of northern Labrador (abstract); in Abstracts, 15th Arctic Workshop, Boulder, p. 57-60.
Romanelli, R.
1975: The Champlain Sea episode in the Gatineau River valley and Ottawa area; Canadian Field Naturalist, v. 89, p. 356-360.
Rowe, J.S.
1972: Forest Regions of Canada; Canada Department of the Environment, Canadian Forestry Service, Publication no. 1300, 172 p.
Ruddiman, W.R. and Duplessy, J-C.
1985: Conference on the last deglaciation: timing and mechanisms; Quaternary Research, v. 23, p. 1-17.
Ruddiman, W.R. and McIntyre, I.
1981: The mode and mechanism of the last deglaciation; Quaternary Research, v. 16, p. 125-134.
Rutherford, A.A., Wittenberg, J., and McCallum, K.J.
1975: University of Saskatchewan radiocarbon dates VI; Radiocarbon, v. 17, p. 328-353.
Saarnisto, M.
1974: The deglaciation history of the Lake Superior region and its climatic implications; Quaternary Research, v. 4, p. 316-339.
1975: Stratigraphical studies on the shoreline displacement of Lake Superior; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 300-319.
Sado, E.V.
1975: Quaternary geology of the Wildgoose Lake area, District of Thunder Bay; in Summary of Field Work 1975, by the Geological Branch, V.G. Milne, D.F. Hewitt, K.D. Card, and J.A. Robertson (ed.); Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper 63, p. 128-129.
St-Onge, D.A.
1980: Glacial Lake Coppermine, north-central District of Mackenzie, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1310-1314.
1984: Surficial deposits of the Redrock Lake area, District of Mackenzie; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 271-278.
St-Onge, D.A. and Bruneau, H.
1982: Dépôts meubles du secteur aval de la rivière Coppermine, Territoires du Nord-Ouest; in Recherches en cours, Partie B, Commission géologique du Canada, Étude 82-1B, p. 51-55.
St-Onge, D.A. and Dredge, L.A.
1985: Northeast extension of glacial Lake McConnell in the Dean River basin, District of Mackenzie; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 181-186.
St-Onge, D.A., Geurts, M.A., Guay,F., Dewez, V., Landriault, F., and Léveillé, P.
1981: Aspects of the deglaciation of the Coppermine River region, District of Mackenzie; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 327-331.
Sanford, B.V., Norris, A.W., and Bostock, H.H.
1968: Geology of the Hudson Bay Lowlands (Operation Winisk); Geological Survey of Canada, Paper 67-60, 118 p. (includes Bibliography on Hudson Bay Lowlands by A.W. Norris, B.V. Sanford, and R.T. Bell).
Satterly, J.
1971: Diamond, U.S.S.R. and North America, a target for exploration in Ontario; Ontario Department of Mines, Miscellaneous Paper 48, 43 p.
Sauvé, P. et LaSalle, P.
1968: Notes sur la géologie glaciaire de la région de Manic 2; Naturaliste canadien, vol. 95, p. 1293-1300.
Savoie, L. et Richard, P.J.H.
1979: Paléophytogéographie de l'épisode de Saint-Narcisse dans la région de Sainte-Agathe, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 33, p. 175-188.
Schreiner, B.
1983: Lake Agassiz in Saskatchewan; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 75-96.
1984: Quaternary geology of the Precambrian Shield, Saskatchewan; Saskatchewan Geological Survey, Report 221, 106 p.
Sharpe, D.R.
1984: Late Wisconsinan glaciation and deglaciation of Wollaston Peninsula, Victoria Island, Northwest Territories; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 259-269.
1985: The stratified nature of deposits in streamlined glacial landforms on southern Victoria Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 365-371.
Shaw, G.
1944: Moraines of Late Pleistocene ice fronts near James Bay, Quebec; Royal Society of Canada, Transactions, Section IV, p. 79-85.
Shaw, J. and Kvill, D.
1984: A glaciofluvial origin for drumlins of the Livingstone Lake area, Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1442-1459.
Shilts, W.W.
1971: Till studies and their application to regional drift prospecting; Canadian Mining Journal, v. 92, p. 45-50.
1973: Drift prospecting: Geochemistry of eskers and till in permanently frozen terrain, District of Keewatin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 72-45, 34 p.
1975: Principles of geochemical exploration for sulphide deposits using shallow samples of glacial drift; Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, v. 68, p. 1-8.
1976: Glacial till and mineral exploration; in Glacial Till, R.F. Legget (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication no. 12, p. 205-224.
1977: Geochemistry of till in perennially frozen terrain of the Canadian Shield – application to prospecting; Boreas v. 5, p. 203-212.
1978: Nature and genesis of mudboils, central Keewatin, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1053-1068.
1980: Flow patterns in the central North American ice sheet; Nature, v. 286, p. 213-218.
1981: Sensitivity of bedrock to acid precipitation: modification by glacial processes; Geological Survey of Canada, Paper 81-14, 7 p.*
1982a: Implications of mid Wisconsin marine episodes for stratigraphy of Hudson Bay Lowlands (abstract); in Program with Abstracts, Geological Association of Canada, v. 7, p. 81.
1982b: Quaternary evolution of the Hudson/James Bay region; Naturaliste Canadien, v. 109, p. 309-332.
1984a: Quaternary events – Hudson Bay Lowland and southern District of Keewatin; in Quaternary Stratigraphy of Canada – A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 117-126.
1984b: Till geochemistry in Finland and Canada; Journal of Geochemical Exploration, v. 21, p. 95-117.
1984c: Esker sedimentation models, Deep Rose Lake map area, District of Keewatin; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 217-222.
1985: Geological models for the configuration, history and style of disintegration of the Laurentide Ice Sheet; in Models in Geomorphology, M.J. Waldenberg (ed.); Binghampton Symposium in Geomorphology, International Series no. 12, George Allen and University, London, p. 73-91.
Shilts, W.W., Aylsworth, J.M., Kaszycki, C.A., and Klassen, R.A.
1987: Geomorphology of the Canadian Shield; in Geomorphic Systems of North America, W. Graf (ed.); Geological Society of America, The Geology of North America, v. CSV-2.
Shilts, W.W., Cunningham, C.M., and Kaszycki, C.A.
1979: Keewatin Ice Sheet – re-evaluation of the traditional concept of the Laurentide Ice Sheet; Geology, v. 7, p. 537-541.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Shilts, W.W., Miller, G.H., and Andrews, J.T.
1981: Glacial flow indicators and Wisconsin glacial chronology, Hudson Bay/James Bay Lowlands: evidence against a Hudson Bay ice divide (abstract); in Abstracts with Program, Geological Society of America, v. 13, p. 553.
Short, S.K.
1978: Palynology: a Holocene environmental perspective for archaeology in Labrador-Ungava; Arctic Anthropology, v. 15, p. 9-35.
1981: Radiocarbon date list 1, Labrador and northern Quebec, Canada; Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Occasional Paper 36, 33 p.
Short, S.K., Mode, W.N., and Davis, P.T.
1985: The Holocene record from Baffin Island; modern and fossil pollen studies; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 608-642.
Sim, V.W.
1960a: A preliminary account of late Wisconsin glaciation in Melville Peninsula, Northwest Territories; Canadian Geographer, v. 17, p. 21-34.
1960b: Maximum post-glacial marine submergence in northern Melville Peninsula; Arctic, v. 13, p. 178-193.
1964: Terrain analysis of west-central Baffin Island; Geographical Bulletin, v. 21, p. 66-92.
Simpson, S.J.
1972: An account of the environment and the evolution of the tract of land between the mouths of the Nelson and Hayes rivers; unpublished PhD thesis, University of Manitoba, Winnipeg.
Skinner, R.G.
1973: Quaternary stratigraphy of the Moose River basin, Ontario; Geological Survey of Canada, Bulletin 225, 77 p.
Smith, D.G.
1978: The Athabasca sand dunes: a physical inventory; Canada Department of Indian and Northern Affairs, National Parks Branch, Contract 77-31, Report, 104 p.
Smith, H.T.U.
1948: Giant glacial grooves in northern Canada; American Journal of Science, v. 246, p. 503-514.
Smith, J.E.
1966: Sam Ford Fiord: a study in deglaciation; unpublished MSc thesis, McGill University, Montréal, 93 p.
Smith, P.A.W.
1969: Glacial geomorphology of the Saglek Fjord area of northeast Labrador; in Field Research in Labrador-Ungava, McGill Sub-Arctic Research, Paper no. 24, p. 115-123.
Sorenson, C.J., Knox, J.C., Larsen, J.A., and Bryson, R.A.
1971: Paleosols and the recent forest border in Keewatin, Northwest Territories; Quaternary Research, v. 1, p. 468-473.
Steele, K.G. and Baker, C.L.
1985: Sonic drilling: Framework for Quaternary stratigraphy and till geochemistry (abstract); in Program with Abstracts, Geological Association of Canada, v. 10, p. A59.
Straver, J.A.
1986: Glacial geology of outer Meta Incognita Peninsula and adjacent Frobisher Bay and Hudson Strait, southern Baffin Island, N.W.T., Canada; unpublished PhD thesis, University of Colorado, Boulder.
Stravers, L.K.S.
1981: Palynology and deglaciation history of the central Labrador-Ungava Peninsula; unpublished MSc thesis, University of Colorado, Boulder, 171 p.
Stuckenrath, R., Miller, G.H., and Andrews, J.T.
1979: Problems of radiocarbon dating Holocene organic-poor sediments, Cumberland Peninsula; Arctic and Alpine Research, v. 11, p. 109-120.
Stuiver, M., Deevey, E.S., Jr., and Rouse, I.
1963: Yale Natural Radiocarbon Measurements VIII; Radiocarbon, v. 5, p. 312-341.
Stuiver, M., Heusser, C.J., and Yang, I.C.
1978: North American glacial history extended to 75,000 years ago; Science, v. 200, p. 16-21.
Sugden, D.E.
1976a: A case against deep erosion of shields by ice sheets; Geology, v. 4, p. 580-582.
1976b: Glacial erosion by the Laurentide ice sheet and its relationship to ice, topographic and bedrock conditions; Department of Geography, University of Aberdeen, Aberdeen, 86 p.
1977: Reconstruction of the morphology, dynamics and thermal characteristics of the Laurentide Ice Sheet at its maximum; Arctic and Alpine Research, v. 9, p. 21-47.
1978: Glacial erosion by the Laurentide Ice Sheet; Journal of Glaciolgoy, v. 20, p. 367-391.
Sugden, D.E. and Watts, S.H.
1977: Tors, felsenmeer, and glaciation in northern Cumberland Peninsula, Baffin Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 243-263.
Syvitski, J.P.M. and Blakeney, C.P. (ed.)
1983: Sedimentology of Arctic Fjords Experiment: HU82-031 Data Report. Volume I; Canadian Data Report of Hydrography and Ocean Sciences, Supply and Services Canada, No. 12, 935 p.
Szabo, B.J., Miller, G.H., Andrews, J.T., and Stuiver, M.
1981: Comparison of uranium-series, radiocarbon, and amino acid data from marine molluscs, Baffin Island, Arctic Canada; Geology, v. 9, p. 451-457.
Tarnocai, C.
1989: Peat resources of Canada; in Chapter 11 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Tavenas, F., Chagnon, J-Y., and Larochelle, P.
1971: The Saint-Jean Vianney landslide: observations and eyewitness accounts; Canadian Geotechnical Journal, v. 8, p. 463-478.
Taylor, A. and Judge, A.
1979: Permafrost studies in northern Quebec; Géographie physique et Quaternaire, v. 33, p. 245-251.
Taylor, F.C.
1961: Interglacial conglomerate in northern Manitoba, Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 72, p. 167-168.
1982: Reconnaissance geology of a part of the Canadian Shield, northern Quebec and Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Memoir 399, 32 p.
Teller, J.T. and Thorleifson, L.H.
1983: The Lake Agassiz – Lake Superior connection; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 261-290.
Terasmae, J.
1977: Postglacial history of Canadian muskeg; in Muskeg and The Northern Environment in Canada, N.W. Radforth and C.O. Brawner (ed.); University of Toronto Press, p. 9-30.
Terasmae, J. and Anderson, T.W.
1970: Hypsithermal range extension of white pine (Pinus strobus L.) in Quebec, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 406-413.
Terasmae, J. and Craig, B.G.
1958: Discovery of fossil Ceratophyllum demersum L. in Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Botany, v. 36, p. 567-569.
Terasmae, J. and Hughes, O.L.,
1960a: A palynological and geological study of Pleistocene deposits in the James Bay Lowlands, Ontario; Geological Survey of Canada, Bulletin 62, 15 p.
1960b: Glacial retreat in the North Bay area, Ontario; Science, v. 131, p. 1444-1446.
Terasmae, J., Webber, P.J., and Andrews, J.T.
1966: A study of late-Quaternary plant-bearing beds in north-central Baffin Island, Canada; Arctic, v. 19, p. 296-318.
Thomas, R.D.
1982a: Surficial geology, Amex Lake, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 9-1981, scale 1:250 000.
1982b: Surficial geology, Montresor River, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 10-1981, scale 1:250 000.
Thomas, R.D. and Dyke, A.S.
1982a: Surficial geology, Woodburn Lake, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 3-1981, scale 1:250 000.
1982b: Surficial geology, Penningotn Lake, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 4-1981, scale 1:250 000.
1982c: Surficial geology, Laughland Lake, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 5-1981, scale 1:250 000.
1982d: Surficial geology, Mistake River, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map, 6-1981, scale 1:250 000.
1982e: Surficial geology, Lower Hayes River, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 7-1981, scale 1:250 000.
1982f: Surficial geology, Darby Lake, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Map 8-1981, scale 1:250 000.
Thomas, R.H.
1977: Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St. Lawrence Valley system; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 347-356.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Thompson, H.R.
1954: Pangnirtung Pass: an explanatory geomorphology; unpublished PhD thesis, McGill University, Montréal, 227 p.
Tippett, C.R.
1985: Glacial dispersal train of Paleozoic erratics, central Baffin Island, N.W.T., Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1818-1826.
Tomlinson, R.F.
1958: Geomorphological fieldwork in the Kaumajet Mountains and Okak Bay area of the Labrador Coast; Arctic, v. 11, p. 254-256.
1963: Pleistocene evidence related to glacial theory in northeastern Labrador; The Canadian Geographer, v. 7, p. 83-90.
Tremblay, G.
1971: Glaciation et déglaciation dans la région Saguenay – Lac Saint-Jean, Québec, Canada; Cahiers de géographie de Québec, vol. 15, p. 467-494.
1972: Géologie du Quaternaire, région d'Abitibi, centre ouest, Comtés d'Abitibi-ouest, d'Abitibi-est et de Rouyn-Noranda – Polmarolle (32 D/11), Amos (32 D/9), Konasuta River (32 D/10); Ministère des Richesses naturelles, GM 28373, échelle 1/50 000.
1973: Caractéristiques sédimentologiques des dépôts morainiques et fluvioglaciaires dans la région Saguenay – Lac Saint-Jean, Québec, Canada; Zeitschrift fur Geomorphologie, vol. 17, p. 405-427.
1974: Géologie du Quaternaire – régions de Rouyn-Noranda et d'Abitibi – Comtés d'Abitibi-est et d'Abitibi-ouest; Ministère des Richesses naturelles, Dossier public 236, 100 p.
1975: Géologie du Quaternaire, région de Sept-Iles – Port-Cartier; Ministère des Richesses naturelles, Dossier public 304, 43 p.
1977: Géologie du Quaternaire, région de Rawdon-Laurentides-Shawbridge-Ste-Agathe-des-Monts; Ministère des Richesses naturelles, Dossier public 555, 28 p.
Tremblay, L.P.
1950: Fiedmont map-area, Abitibi County, Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 253, 113 p.*
Tyrrell, J.B.
1898a: Report on the Doobaunt, Kazan, and Ferguson Rivers, and the northwest coast of Hudson Bay; and on two overland routes from Hudson Bay to Lake Winnipeg; Geological Survey of Canada, Annual Report (new series), v. 9, p. 1-218.
1898b: The glaciation of north-central Canada; Journal of Geology, v. 6, p. 147-160.
1913: Hudson Bay exploring expedition, 1912; Ontario Bureau of Mines, Annual Report 22, Part 1, p. 161-209.
Tyrrell, J.B. and Dowling, D.G.
1896: Report on the country between Athabasca Lake and Churchill River, with notes on two routes between the Churchill and Sakatchewan rivers; Geological Survey of Canada, Annual Report (new series), v. 8, Report D, p. 1D-120D.
Veillette, J.J.
1982: Ice flow patterns, Lake Temiscaming area, Quebec; Geological Survey of Canada, Open File 841.1983a:Les polis glaciaires au Témiscamingue: une chronologie relative; dans Recherches en cours, Partie A, Commission géologique du Canada, Étude 83-1A, p. 187-196.
1983a Les polis glaciaires au Témiscamingue: une chronologie relative; in Recherches en cours, Partie A, Commission géologique du Canada, Étude 83-1A, p. 187-196.
1983b: Déglaciation de la vallée supérieure de l'Outaouais, le lac Barlow et le sud du lac Ojibway, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 37, p. 67-84.
1986a: Former southwesterly ice flows in Abitibi-Timiskaming region: implications for the configuration of the Late Wisconsinan ice sheet; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1724-1741.
1986b: Surficial geology, New Liskeard, Ontario-Quebec; Geological Survey of Canada, Map 1639A, Scale 1:100 000.
1986c: Surficial geology, Haileybury, Ontario-Quebec; Geological Survey of Canada, Map 1642A, scale 1:100 000.
1987a: Surficial geology, Lac Simard, Quebec; Geological Survey of Canada, Map 1640A, scale 1:100 000.
1987b: Surficial geology, Grand Lake Victoria North, Quebec; Geological Survey of Canada, Map 1641A, scale 1:100 000.
1987c: Surficial geology, Belleterre, Quebec; Geological Survey of Canada, Map 1643A, scale 1:100 000.
1988: Déglaciation et évolution des lacs proglaciaires Post-Algonquin et Barlow au Témiscamingue, Québec et Ontario; Géographie physique et Quaternaire, vol. 42, p. 7-31.
Veillette, J.J. and Daigneault, R.A.
1987: Surficial geology, Lac Kipawa, Quebec-Ontario; Geological Survey of Canada, Map 1644A, scale 1:100 000.
Vilks, G. and Mudie, P.J.
1978: Early deglaciation of the Labrador Shelf; Science, v. 202, no. 4373, p. 1181-1183.
Vilks, G., Deomarine, B., and Winters,G.
1987: Late Quaternary marine geology of Lake Melville, Labrador; Geological Survey of Canada, Paper 87-22, 50 p.
Vincent, J-S.
1975: Le glaciaire et le postglaciaire de la région à l'est du lac Témiscamingue, Québec; Revue de géographie de Montréal, vol. 29, p. 109-122.
1977: Le Quaternaire récent de la région du cours inférieur de La Grande Rivière, Québec; Commission géologique du Canada, Étude 76-19, 20 p.
1982: The Quaternary history of Banks Island, Northwest Territories, Canada; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 209-232.
1983: La géologie du Quaternaire et la géomorphologie de l'île Banks, Arctique Canadien; Commission géologique du Canada, Mémoire 405, 118 p.
1984: Quaternary stratigraphy of the western Canadian Arctic Archipelago; in Quaternary Stratigraphy of Canada – A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 87-100.
1985a: Géologie des formations en surface, Chisasibi, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1492A, échelle 1/100 000.
1985b: Géologie des formations en surface, Radisson, Québec; Commission géologique du Canada, Carte 1491A, échelle 1/100 000.
1985c: Géologie des formations en surface, Réservoir La Grande 2; Commission géologique du Canada, Carte 1490A, échelle 1/100 000.
1989a: Quaternary geology of the northern Canadian Interior Plains; in Chapter 2 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
1989b: Quaternary geology of the southeastern Canadian Shield; in Chapter 3 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Vincent, J-S. et Hardy, L.
1977: L'évolution et l'extension des lacs glaciaires Barlow et Ojibway en territoire québécois; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 357-372.
1979: The evolution of glacial lakes Barlow and Ojibway, Quebec and Ontario; Geological Survey of Canada, Bulletin 316, 18 p.
Vogel, J.C. and Waterbolk, H.T.
1972: Groningen radiocarbon dates X; Radiocarbon, v. 14, p. 6-110.
Wagner, F.J.E.
1967: Additional radiocarbon dates, Tyrrell Sea area; Maritime Sediments, v. 3, p. 100-104.
Walcott, R.I.
1970: Isostatic response to loading of the crust in Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 716-726.
Walcott, R.I. and Craig, B.G.
1975: Uplift studies, southeastern Hudson Bay; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 455-456.
Wallace, H.
1981: Keweenawan geology of the Lake Superior basin; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 399-417.
Webber, P.J., Richardson, J.W., and Andrews, J.T.
1970: Postglacial uplift and substrate age at Cape Henrietta, southeastern Hudson Bay, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 317-325.
Wheeler, E.P.
1958: Pleistocene glaciation in northern Labrador; Geological Society of America, Bulletin, v. 69, p. 343-344.
White, W.A.
1972: Deep erosion by continental ice sheets; Geological Society of America, Bulletin, v. 83, p. 1037-1056.
Williams, L.D.
1978: The Litle Ice Age glaciation level on Baffin Island, Arctic Canada; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 25, p. 199-207.
1979: An energy balance model of potential glacierization of northern Canada; Arctic and Alpine Research, v. 11, p. 443-456.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Williams, M.Y.
1921: Palaeozoic stratigraphy of Pagwachuan, Lower Kenogami, and Lower Albany rivers, Ontario; Geological Survey of Canada, Summary Report 1920, Part D, p. 18-25.
Wilson, J.T.
1938: Glacial geology of part of northwestern Quebec; Royal Society of Canada, Transactions, Section 4, vol. 32, p. 49-59.
Wilson, J.T., Falconer, G., Mathews, W.H., and Prest, V.K.
1958: Glacial Map of Canada; Geological Association of Canada, scale 1:3 801 600.
Wilson, M.E.
1918: Timiskaming County, Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 103, 197 p.*
1924: Arnprior-Quyon and Maniwaki areas, Ontario and Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 136, 152 p.*
Wilson, W.J.
1906: Reconnaissance surveys of four rivers southwest of James Bay; Geological Survey of Canada, Annual Report 1902-03, p. 222A-243A.
Wolfe, W.J., Lee, H.A., and Hicks, W.D.
1975: Heavy mineral indicators in alluvial and esker gravels in the Moose River Basin, James Bay Lowlands, District of Cochrane; Ontario Geological Survey, Geoscience Report 16, 60 p.
Wright, C.
1975: Lichen-free areas as indicators of recent extensive glacierization in north-central Baffin Island, N.W.T., Canada; unpublished MA thesis, University of Colorado, Boulder.
Wright, J.F.
1932: Geology and mineral deposits of a part of southwestern Manitoba; Geological Survey of Canada, Memoir 169, p. 5-7.
Wyatt, P.H. and Thorleifson, L.H.
1986: Provenance and geochronology of Quaternary glacial deposits in the central Hudson Bay Lowland, northern Ontario (abstract); in Program with Abstracts, GAC-MAC-CGU Joint Annual Meeting, Ottawa 1986, p. 147.
Zoltai, S.C.
1962: Glacial history of part of northwestern Ontario; Geological Association of Canada, Proceedings, v. 13, p. 61-83.
1965: Glacial features of the Quetico – Nipigon area; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 2, p. 247-269.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Adresse des auteurs

A.S. Dyke
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

J-S. Vincent
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

J.T. Andrews
Department of Geological Sciences
University of Colorado
Boulder, Colorado USA 80309

L.A. Dredge
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

W.R. Cowan
Ministry of Northern Development and Mines
Mining Lands Section
99 Wellesley St. W.
Toronto, Ontario M7A 1W3

J.T. Andrews
Department of Geological Sciences and INSTAAR
University of Colorado
Boulder, Colorado USA 80309

P.J.H. Richard
Département de Géographie
Université de Montréal
Montréal (Québec) H3C 3J7

Imprimé au Canada

Chapitre 4

LE QUATERNAIRE DES BASSES TERRES DU SAINT-LAURENT

Sommaire

Introduction — *S. Occhietti et P.F. Karrow*

Géologie quaternaire de la sous-région des Grands Lacs — *P.F. Karrow*

Géologie quaternaire de la sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches — *S. Occhietti*

Remerciements

Bibliographie

Falaise constituée de sédiments quaternaires, à Port Talbot, sur la rive nord du lac Érié. La partie canadienne du rivage du lac Érié est presque essentiellement constituée de sédiments non consolidés, l'érosion des berges y constitue donc un problème majeur. Photo de P.F. Karrow.

Chapitre 4

LE QUATERNAIRE DES BASSES TERRES DU SAINT-LAURENT

P.F. Karrow et S. Occhietti

SOMMAIRE

La région des basses terres du Saint-Laurent est composite. Elle comprend le bassin du lac Supérieur, qui s'étend sur des roches ignées, sédimentaires et métamorphiques d'âge précambrien, les bassins des autres Grands Lacs et les basses terres du Saint-Laurent proprement dites, qui représentent une plate-forme sédimentaire du Paléozoïque composée de roches détritiques à grain fin et de roches carbonatées à faible pendage. Elle inclut également les Appalaches du sud-est du Québec, formées de roches métamorphiques et sédimentaires plissées et faillées du Paléozoïque. Le relief est faible, sauf dans les Appalaches et certaines parties du bassin du lac Supérieur où il est modéré. La topographie et la lithologie du substratum ont influencé les processus glaciaires: le till est discontinu et grossier sur le bouclier, les nappes de till mises en place par les lobes glaciaires des Grands Lacs sont étendues et uniformes, les tills sont variables et discontinus dans les Appalaches.

Les dépôts les plus anciens, attribués à l'Illinoien, comprennent le Till de York, à Toronto, et le till inférieur de Pointe-Fortune. Le Sangamonien est représenté par les sables fossilifères fluviatiles et les argiles de la Formation de Don, à Toronto, par l'unité sablo-silteuse fossilifère inférieure de Pointe-Fortune et par des paléosols au Québec. Les tills du Wisconsinien inférieur (tills de Bradtville et de Sunnybrook en Ontario, de Johnville et peut-être de Bécancour au Québec) affleurent à plusieurs sites. Au Wisconsinien moyen, la région des Grands Lacs et l'extrémité sud-est du Québec étaient en grande partie déglacées. Des dépôts fossilifères interstadiaires affleurent à une douzaine de sites du sud-ouest de l'Ontario et à plusieurs autres dans le sud-est du Québec.

La dernière invasion glaciaire majeure, pendant le Wisconsinien supérieur, a recouvert entièrement la région. Son histoire est complexe. Des séquences à plusieurs tills ont été observées dans presque tout le sud-ouest de l'Ontario, qui est également le premier secteur de la région à être déglacé, peu après 15 ka. Ces tills représentent des fluctuations glaciaires qui sont à l'origine, après 14 ka, d'une succession de lacs glaciaires dans chacun des bassins des Grands Lacs. Plusieurs lacs locaux se sont développés concurremment dans les vallées à écoulement nord du sud-est du Québec. Dans le sud-ouest de l'Ontario, les moraines frontales sont plus ou moins parallèles aux marges des bassins des Grands Lacs et marquent les épisodes de retrait du front glaciaire. Dans le sud-est du Québec, les moraines sont discontinues et irrégulières ou parfois continues, selon le contexte topographique et l'épisode de retrait.

Le retrait glaciaire et l'enfoncement glacio-isostatique ont favorisé l'inondation de la vallée du Saint-Laurent par les eaux océaniques. Vers 12 ka, la Mer de Champlain s'étendait jusque dans la haute vallée du Saint-Laurent et dans la vallée de l'Outaouais. Les sédiments marins fossilifères comprennent des argiles sensibles sujettes à des glissements de terrain caractéristiques. Le relèvement isostatique est à l'origine de la régression de la Mer de Champlain et de l'inflexion des paléorivages des lacs glaciaires du sud-ouest de l'Ontario.

Du point de vue économique, la région offre d'abondantes réserves de sable et de gravier fluvioglaciaires, de la tourbe, des argiles et des gisements d'or. Les principaux problèmes d'aménagement sont ceux des glissements dans les argiles marines et de l'érosion littorale.

INTRODUCTION

S. Occhietti et P.F. Karrow

Description générale de la région

Les basses terres du Saint-Laurent (fig. 4-1) représentent la partie du bassin versant du Saint-Laurent qui repose sur une plate-forme sédimentaire paléozoïque faiblement inclinée. Dans ce chapitre, la région des basses terres du Saint-Laurent englobe en plus les Appalaches du sud-est du Québec, composées de roches sédimentaires et métamorphiques paléozoïques plissées et faillées, et le bassin du lac Supérieur, creusé dans des roches métasédimentaires et intrusives du Précambrien. Cette région longue et étroite s'étend du sud-ouest vers le nord-est; les parties centrales ont un relief généralement peu accusé et une vaste couverture de dépôts quaternaires dont l'épaisseur varie normalement de 30 à 60 m. La zone des Appalaches et celle du lac Supérieur ont un relief modéré et une couverture de dépôts d'épaisseur variable.

Karrow, P.F. et Occhietti, S.
1989: Le Quaternaire des basses terres du Saint-Laurent, Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 4, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Occhietti, S. et Karrow, P.F.
1989: Introduction. Le Quaternaire des basses terres du Saint-Laurent. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 4, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

La région est située près de la limite sud et est de l'ancien inlandsis nord-américain. Un intervalle relativement long s'est donc écoulé entre le début de la glaciation hors de la région et l'englacement généralisé. La région a également subi des fluctuations pendant que l'inlandsis se trouvait près de sa limite et, lorsque la déglaciation a commencé, l'inlandsis était encore suffisamment actif pour provoquer d'importantes réavancées. Pendant la glaciation et la déglaciation, la glace s'écoulait en immenses lobes qui se développaient dans les vastes bassins de la région des Grands Lacs. Plus au nord, il semble au contraire que la marge glaciaire ait été plus linéaire. Ce contraste de style est attribué (1) aux différences topographiques - étendue et faible relief des basses terres qui contraste avec le relief modéré des hautes terres; (2) aux différences lithologiques du lit glaciaire - roches sédimentaires plus tendres et roches cristallines plus dures; (3) à la présence d'importantes nappes d'eau dans les bassins des basses terres du Saint-Laurent; et (4) à l'influence climatique des basses latitudes et des nappes d'eau à la marge de l'inlandsis.

Au cours de chaque glaciation du Quaternaire, les inlandsis se sont généralement écoulés vers le sud, le sud-est ou le sud-ouest à partir du Bouclier canadien, en transportant une charge de débris grossiers arrachés au socle cristallin. La composition lithologique de la charge glaciaire se modifiait rapidement vers le sud avec l'incorporation de shales et de roches carbonatées paléozoïques. Au sud-est, la topographie accidentée du terrain a fait dévier la glace et engendré un modèle d'écoulement complexe; par contre, au sud-ouest, les basses terres ont permis à la glace d'avancer selon un mode plus régulier jusqu'à sa position la plus méridionale, à 38°N, dans le Midwest américain.

La région est divisée en deux grandes sous-régions (fig. 4-1), celle des *Grands Lacs*, qui englobe la partie supérieure du bassin versant du Saint-Laurent, et celle de la *vallée du Saint-Laurent* et *des Appalaches*, qui comprend les basses terres bordant la vallée et les reliefs montagneux de l'Estrie vers le sud. Elles sont séparées par l'arche de Frontenac, crête basse de roches précambriennes reliant le Bouclier canadien de l'est de l'Ontario et les monts Adirondacks de l'État de New York. Cet axe structural sépare non seulement deux bassins sédimentaires paléozoïques, mais représente également la limite occidentale approximative de la transgression de la Mer de Champlain au tardiglaciaire.

Les basses terres du Saint-Laurent ont la plus forte densité de population du pays; les deux plus grandes villes du Canada, Toronto dans la sous-région des Grands Lacs et Montréal dans celle de la vallée du Saint-Laurent, y sont construites. Le réseau hydrographique du Saint-Laurent a servi de route d'accès aux explorateurs et colons européens qui se dirigeaient vers l'intérieur du continent. Les populations autochtones rencontrées dans la région des Grands Lacs étaient parmi les plus denses des Amériques.

Historique de l'étude du Quaternaire

Les premiers explorateurs ont décrit, en termes très généraux, les habitants, la faune, la flore et les paysages de la région. La première description géologique, publiée par

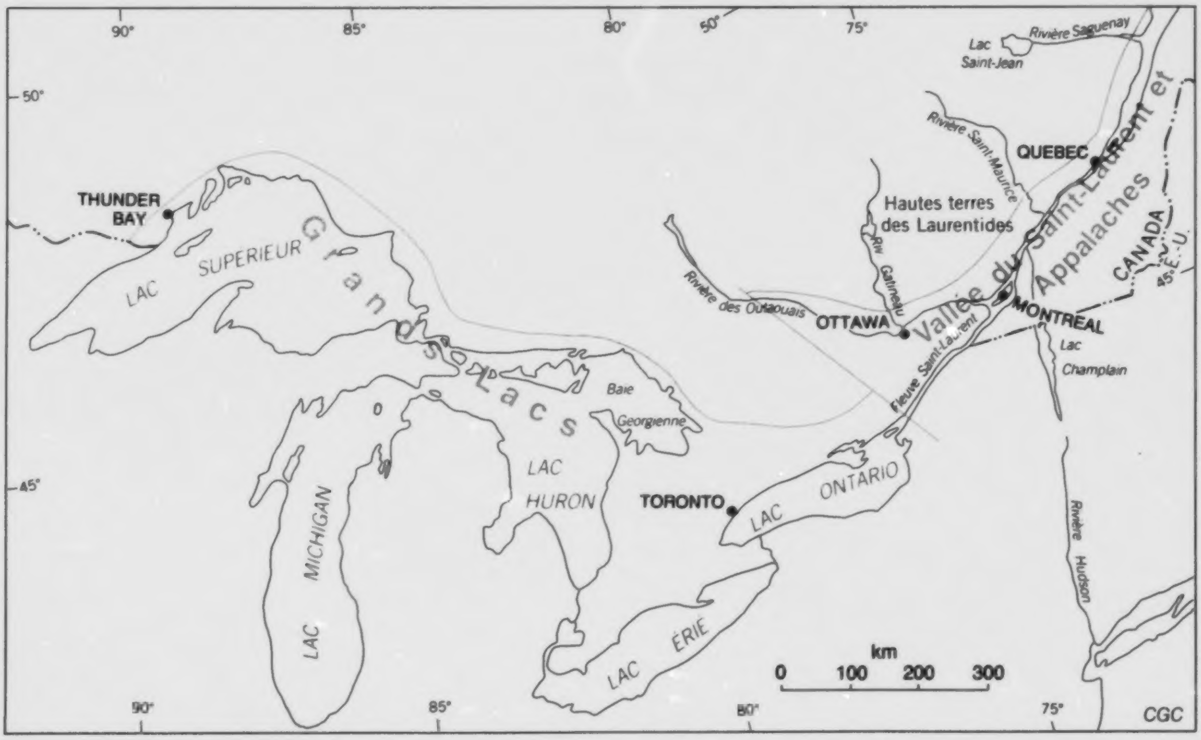


Figure 4-1. Les deux sous-régions des basses terres du Saint-Laurent, séparées par l'arche de Frontenac.

Guettard en 1752, loue la qualité des sables de Trois-Rivières pour la production de chaux. Ce n'est pas avant le début du XIX[e] siècle, en même temps que le développement de la géologie elle-même, que d'autres descriptions géologiques commencent à apparaître. Une partie des plus importantes contributions, en particulier les plus anciennes, est le fait de visiteurs de l'Angleterre et des États-Unis. En raison de la proximité de la région avec les États-Unis, les études géologiques ont notamment bénéficié de l'influence de chercheurs américains qui travaillaient aux États-Unis dans des secteurs limitrophes.

Bigsby (1829) est le premier à décrire la géologie de la falaise de Scarborough; il y relève des formes et des matériaux d'érosion et y prévoit la présence de fossiles, ce que d'autres chercheurs confirmeront par la suite.

Lyell, qui fut peut-être le plus grand géologue anglais du XIX[e] siècle, visite la région en 1841-1842. Il examine les témoins d'anciens hauts niveaux d'eau au nord de Toronto, signalés par Roy en 1837, ainsi que les dépôts marins soulevés dans la vallée du Saint-Laurent, signalés par Bayfield en 1837, et les décrit dans un journal publié en deux volumes en 1845. Il note également le rôle important de la vallée enfouie de St. Davids dans l'évolution de la gorge actuelle du Niagara et est donc l'un des premiers à reconnaître ce changement dans le tracé du réseau hydrographique.

La Commission géologique du Canada, fondée en 1842, entreprend de cartographier la géologie du Canada, en mettant notamment l'accent sur les dépôts pléistocènes. En 1863, Logan et ses collègues ont en main suffisamment de données pour produire une carte des dépôts en surface de l'est du Canada, sur laquelle ils identifient et nomment plusieurs unités stratigraphiques. Aucune carte similaire n'a été publiée depuis, malgré les nombreuses connaissances acquises par la suite dans ce domaine.

J.W Dawson, ardent défenseur de la théorie des glaces flottantes, s'intéresse tout particulièrement à l'étude des dépôts glaciaires et marins de la vallée du Saint-Laurent. Au cours de la seconde moitié du XIX[e] siècle, il fait progresser considérablement l'étude des faunes marines de la Mer de Champlain et, en 1893, publie une importante monographie intitulée *The Canadian ice age*.

En 1878, Hinde publie une importante description de la stratigraphie de la falaise de Scarborough et d'une partie des fossiles qui s'y trouvent (dont la présence avait été prévue par Bigsby, 1829); il reconnaît l'existence de plusieurs phases glaciaires, le transport par la glace de blocs erratiques provenant de l'est de l'Ontario et le caractère interglaciaire de l'époque actuelle. Plus tard, Coleman, qui a donné en 1894 la première description des lits interglaciaires de Don et qui, en 1941, a couronné plusieurs décennies de travaux par la publication d'une monographie intitulée *The last million years*, soulignera l'importance du rapport Hinde. Coleman est renommé pour ses travaux de 1933 sur la séquence de Toronto qui représentait, à son avis, trois glaciations séparées par deux interglaciaires.

Le remarquable travail de reconnaissance de Chapman et Putnam (1951) sert d'ouvrage de référence sur la physiographie et l'histoire du retrait glaciaire du sud de l'Ontario. Les diverses moraines, lignes de rivage et les champs de drumlins sont identifiés et décrits. Des versions révisées du rapport ont été publiées en 1966 et 1984.

À la fin du XIX[e] siècle et au début du XX[e], les témoins d'anciens niveaux lacustres perchés attirent l'attention d'un grand nombre de chercheurs qui distinguent plusieurs phases lacustres et divers exutoires pour chaque bassin des Grands Lacs. De nombreux rapports sont publiés à ce sujet (Leverett et Taylor, 1915; Coleman, 1936). Ce thème continue d'être abordé dans les publications récentes (Hough, 1958; Fullerton, 1980; Karrow et Calkin, 1985).

La cartographie systématique de la région à l'échelle de 1/63 360 (1 pouce au mille) ou à une échelle plus grande a débuté dans les années 40 et 50, même si quelques zones avaient déjà été cartographiées de façon détaillée. La Commission géologique du Canada et les organismes provinciaux ont rapidement élargi la portée de ces programmes, de sorte que de très vastes régions font maintenant l'objet de cartes et de rapports fournissant une pléthore de données sur l'épaisseur, l'étendue, la composition, l'âge et la provenance des nappes de till et des dépôts connexes. En même temps, la mise au point de la méthode de datation par le radiocarbone a largement contribué à préciser l'âge et la corrélation des dépôts.

La stratigraphie régionale suscite un intérêt considérable depuis environ 1950. Gadd (1971) a décrit les dépôts de l'Interstade de Saint-Pierre dans la vallée du Saint-Laurent, tandis que McDonald et Shilts (1971) ont défini la séquence quaternaire des Appalaches méridionales du Québec. Dreimanis (1958) et Dreimanis et al. (1966) ont décrit les dépôts interstadiaires de Plum Point et de Port Talbot près du lac Érié. Ces travaux ont conduit à subdiviser la dernière glaciation en trois phases selon une classification chronologique proposée par Dreimanis et Karrow en 1972. Parallèlement aux travaux de cartographie et aux autres études stratigraphiques, des forages entrepris dans les années 60 et poursuivis à un rythme accéléré dans les années 70 ont augmenté et complété les données sur la géologie des dépôts meubles. Karrow (1976) a résumé les travaux de nombreux chercheurs sur la minéralogie et la pétrographie des tills, dont les données servaient à des études de corrélation et de provenance. Les méthodes utilisées par tous ces chercheurs ont été mises au point en grande partie dans la région des Grands Lacs. Le congrès de l'Association québécoise pour l'étude du Quaternaire, tenu à Trois-Rivières en 1976, a permis de dresser un bilan des études régionales au Québec et d'établir des corrélations avec le reste de l'Est du Canada (Occhietti, 1977a). Le tableau 4-1 présente la corrélation probable des principales unités stratigraphiques de l'ensemble des basses terres du Saint-Laurent.

Dans les années 60 et 70, de plus en plus d'universités ont créé des départements de géologie, élargissant ainsi la portée des recherches et augmentant le nombre des travaux. De nouvelles méthodes de datation ont été mises au point ou sont en voie de l'être, de nouveaux dépôts organiques interstadiaires et interglaciaires ont été reconnus. Certains des travaux les plus récents sont mentionnés plus loin dans ce rapport.

Importance économique de la géologie du Quaternaire

L'importance des dépôts quaternaires et leur rôle dans l'histoire de l'économie du sud de l'Ontario et des basses terres du Québec saute aux yeux dès que l'on traverse le contact Paléozoïque-Précambrien qui s'étend de la partie sud-est de la baie Georgienne jusqu'à Kingston et le long de la marge méridionale des Laurentides au Québec. Au

Figure 4-2. La pierre des champs, souvent utilisée dans la construction des fermes, par exemple cette maison située près de Lucknow, provient de dépôts glaciaires. 200300-T

nord de cette ligne, la population est clairsemée et l'agriculture très secondaire; au sud, par contre, les villes sont nombreuses et l'industrie agricole constitue un secteur-clé de l'économie, favorisée par l'épaisseur et la continuité des dépôts quaternaires. Le développement industriel et urbain a également été favorisé par la proximité des Grands Lacs et du fleuve Saint-Laurent, qui représentent des voies de transport et fournissent les ressources en eau, et par l'abondance de matériaux de construction (fig. 4.2), de roches et de minéraux industriels. L'inventaire des ressources minérales porte habituellement sur les matériaux d'extraction; pourtant, il est tout aussi important d'examiner la nature du sol, d'établir sa capacité portante sous les routes et les immeubles et d'évaluer la possibilité d'y creuser des tunnels et des canaux. La construction est relativement facile et peu coûteuse dans cette région comparativement à beaucoup d'autres. La topographie est également importante; les coûts d'aménagement varient selon les pentes, le drainage et les besoins de déblayage et de remblayage pour la construction.

Géologie de l'ingénieur

Les sols de la région sont généralement stables. On y rencontre les problèmes habituels, sols compressibles comme la tourbe, les sables et les silts saturés, nappes phréatiques proches de la surface, difficultés liées à l'excavation des

Tableau 4-1. Cadre stratigraphique conventionnel du Pléistocène des basses terres du Saint-Laurent.

Classification d'après Dreimanis et Karrow (1972)			LAC ÉRIÉ	TORONTO	TROIS-RIVIÈRES[1]	SUD-EST QUÉBÉCOIS	Classification d'après Fulton (1984)	
WISCONSINIEN	SUPÉRIEUR	STADE DE PORT HURON		Till de Halton	Till de Gentilly	Till de Lennoxville	SUPÉRIEUR	WISCONSINIEN
		INTERSTADE DE MACKINAW		sable				
		STADE DE PORT BRUCE	Till de Port Stanley	till sableux				
		INTERSTADE D'ÉRIE	Formation de Malahide					
		STADE DE NISSOURI	Till de Catfish Creek					
	MOYEN	INTERSTADE DE PLUM POINT	Formation de Wallacetown	Formation de Thorncliffe	?	Formation de Gayhurst	MOYEN	
		STADE DE CHERRYTREE						
		INTERSTADE DE PORT TALBOT	Formation de Tyrconnell					
	INFÉRIEUR	STADE DE GUILDWOOD	Till de Bradtville	Till de Sunnybrook		Till de Chaudière	INFÉRIEUR	
		INTERSTADE DE SAINT-PIERRE		Formation de Pottery Road	Sédiments de Saint-Pierre	Formation de Massawippi	SANGAMONIEN	
		STADE DE NICOLET		Formation de Scarborough	Till de Bécancour	Till de Johnville		
SANGAMONIEN				Formation de Don		sédiments pré-Johnville		
ILLINOIEN				Till de York				

CGC

1. Le tableau 4-14 montre une nouvelle interprétation de la stratigraphie de cette région, ajoutée en cours d'édition.

tills, etc., mais en général, les problèmes se présentent lorsque l'homme ne prend pas les précautions qui s'imposent. Les problèmes particuliers à la région sont peu nombreux.

Par exemple, le Till de Catfish Creek est habituellement très dur et cause des difficultés aux foreurs de puits. Heureusement, il est généralement recouvert de tills plus récents et moins résistants et n'est pas souvent rencontré dans les travaux d'excavation. L'extraction du calcaire dévonien près de Woodstock nécessite le déblayage de 20 mètres de mort-terrain incluant le Till de Catfish Creek, ce qui nécessite l'utilisation de défonceuses lourdes dont l'usure est rapide.

Les tills affleurent sur une grande partie du sud de l'Ontario. Ils ont été habituellement préconsolidés par le poids des anciens glaciers. Cependant, en raison de la présence de lacs proglaciaires très étendus, les cas sont nombreux où les sédiments n'ont pu se drainer facilement. Il en résulte que certains tills ont seulement une compaction moyenne. Les tills restent malgré cela un matériau utile pour la construction des barrages de terre (Legget, 1942). Il existe également de vastes étendues de sédiments glaciolacustres fins d'origine proglaciaire et normalement consolidés.

Contrairement au sud de l'Ontario, la vallée inférieure de l'Outaouais et la haute et moyenne vallée du Saint-Laurent sont recouvertes d'argiles et de silts marins déposés dans la Mer de Champlain. Ces dépôts, dont l'épaisseur atteint 100 m dans la vallée de l'Outaouais (Fransham et al., 1976) et au moins 30 m dans la vallée du Saint-Laurent (Gadd, 1971), posent de nombreux problèmes géotechniques. Les plus spectaculaires sont les nombreux glissements de terrain et coulées argileuses qui ont causé des dégâts matériels importants en milieu rural et urbain et souvent même des pertes de vie. Les propriétés de ces argiles, que les ingénieurs appellent « argile à Leda », ont été passées en revue par Crawford (1968) et réexaminées par Locat et Chagnon (1989).

L'excavation de la voie maritime du Saint-Laurent à l'ouest de Montréal, au cours des années 50, s'est heurtée à un till extrêmement dur, à tel point qu'il a fallu localement recourir à la dynamite (Cleaves, 1963). Cet imprévu a augmenté la facture des travaux dans une proportion telle que certains entrepreneurs ont fait faillite.

Érosion des lignes de rivage

La région est bordée, au sud et à l'ouest, par un rivage lacustre ou fluvial. Le niveau d'eau des Grands Lacs varie d'environ 2 m sur une période de 10 ou 20 ans. En général, la vitesse d'érosion des rivages augmente durant les périodes de hautes eaux (Matyas et al., 1974). Les problèmes causés par ces hauts niveaux étaient à ce point répandus au début des années 70 qu'une étude complète des rivages des lacs Huron, Érié et Ontario a été entreprise (Haras et Tsui, 1976). L'érosion se poursuit actuellement sur une grande partie des rivages lacustres, comme en témoignent les escarpements. Ceux-ci sont particulièrement hauts et spectaculaires à Newcastle et à Scarborough (jusqu'à 100 m, fig. 4-3), sur la rive nord du lac Ontario, et varient de 20 à 50 m de hauteur le long des lacs Érié et Huron. La vitesse d'érosion peut atteindre plusieurs mètres par an et certaines régions ont subi des dommages matériels très graves. Les problèmes les plus sérieux surgissent là où les escarpements comprennent des matériaux autres que le till; en général, les tills sont plus résistants à l'érosion et forment souvent des petits promontoires le long des rivages.

Le basculement lent de la croûte terrestre contribue de façon presque imperceptible à l'érosion du rivage; il fait monter le niveau relatif d'eau dans la partie ouest du bassin du lac Ontario et le fait baisser dans la partie nord du bassin du lac Huron, d'environ 0,3 m par siècle (Clark et Persoage, 1970). Le basculement est, soit néotectonique, soit le résultat d'une compensation glacio-isostatique résiduelle. Les taux de relèvement différentiel, d'origine glacio-isostatique, étaient beaucoup plus élevés au début de la déglaciation. Le basculement actuel reste un sujet de préoccupation puisqu'il affecte la profondeur de la tranche d'eau et par conséquent les transports dans les Grands Lacs.

Ressources minérales

Les ressources minérales d'origine quaternaire comprennent l'argile utilisée dans la fabrication des briques et des tuiles, le sable et le gravier utilisés comme agrégats du béton. L'argile a perdu de son importance au fil des ans; on lui préfère aujourd'hui le shale pour la fabrication des briques et le plastique pour la fabrication des tuiles. Toutefois, il est bon de rappeler que l'utilisation, très répandue dans la région, de la brique pour la construction est liée à l'abondance des gisements d'argile lacustre. Bien que ces argiles datent habituellement du tardiglaciaire, plusieurs briqueteries de Toronto utilisaient auparavant les argiles de la Formation de Scarborough du Wisconsinien inférieur (Coleman, 1933); l'altération partielle de celles-ci est à l'origine d'une faible teneur en carbonates et d'une couleur rouge après cuisson. Les Varves de Deschaillons et certaines argiles marines sont employées au Québec.

Le gravier est aujourd'hui le produit quaternaire le plus utilisé. Sa répartition est très inégale; on le trouve surtout en association avec des tills grossiers, sous forme de kames, d'eskers et de dépôts d'épandage dont les plus

Figure 4-3. Falaise de Scarborough (Scarborough Bluffs); l'unité supérieure à blocs est le Drift de Sunnybrook, lequel repose sur les sables et argiles stratifiés de la Formation de Scarborough. 200300-N

vastes sont associés aux vallées des rivières Grand, Thames et Saugeen, en Ontario. Des volumes considérables sont également présents dans les moraines à kames (Waterloo, Orangeville, Oak Ridges et Saint-Antonin), ainsi que dans certaines plages perchées de lacs glaciaires, entre autres des lacs Warren et Algonkin. De vastes carrières dans les dépôts du Lac Iroquois, à Hamilton et à Toronto, représentaient par le passé une source d'approvisionnement commode, mais l'urbanisation des terrains restants rend les coûts d'extraction prohibitifs. Les sédiments deltaïques et autres sédiments d'épandage glaciomarins ainsi que les dépôts des plages marines sont largement exploités dans l'est de l'Ontario et au Québec. Les rivières et les plages actuelles produisent un gravier peu abondant et utilisé localement. Les réserves de gravier dans certaines régions sont très abondantes mais leur extraction est de plus en plus contestée car elle représente une entrave à l'agriculture et une destruction du paysage rural.

La tourbe utilisée à des fins horticoles provient surtout du Québec, principalement de l'île aux Coudres, de Rivière-Ouelle, dans le Bas-Saint-Laurent, et du centre de la vallée du Saint-Laurent (Risi et al., 1953; Gauthier, 1971). À l'exception de la tourbière de Welland, près des chutes Niagara, la tourbe est peu exploitée en Ontario. Compte tenu de leur épaisseur et de leurs dimensions, les tourbières encore inexploitées pourraient avoir une grande importance économique.

Les Forges du Saint-Maurice, exploitées entre 1733 et 1883, et celles de Radnor, fermées en 1910, ont pour origine la présence de fer dans les marais du bas Saint-Maurice. Le minerai, une limonite contenant du manganèse et de l'alumine, était extrait à la drague ou à la pelle des tourbières et des lacs peu profonds de la région. L'oxyde de fer trouvé dans une tourbière à Red Mill, près de Champlain, a servi à la production d'ocre rouge utilisée comme pigment de peinture (Terasmae, 1960a; Gadd, 1971).

Des gisements aurifères ont été exploités dans les sédiments glaciaires et holocènes de la Beauce (Chalmers, 1898; Morison, 1989). Les tills et les sédiments de ruisseau servent actuellement à la prospection géochimique dans les Appalaches (Shilts, 1973, 1976; DiLabio, 1989).

Aménagement du territoire

La nature du paysage, en grande partie glaciaire, a été un facteur déterminant de l'aménagement régional. À Toronto, les grandes vallées plus ou moins parallèles à la direction du dernier mouvement glaciaire et les moraines fuselées et drumlins créés par celui-ci ont entravé le transport est-ouest et déterminé dans une large mesure le tracé des routes (Taylor, 1936). Dans le sud de l'Ontario, les routes empruntent souvent le tracé d'anciens chenaux d'eaux de fonte comme le canal Trent qui servait jadis d'exutoire au Lac Algonquin. Les terrasses lacustres servent également au réseau routier; par exemple, l'autoroute Queen Elizabeth, qui va de Toronto à l'embouchure de la rivière Niagara, et la route 401, à l'est de Toronto, suivent en grande partie la plaine du Lac Iroquois. Au Québec, le réseau routier est très influencé par les vallées fluviales encaissées dans la plaine marine. Pour terminer, la combinaison du climat et des sols fertiles crée un milieu favorable à l'implantation humaine: la moitié de la population du Canada vit dans la région.

GÉOLOGIE QUATERNAIRE DE LA SOUS-RÉGION DES GRANDS LACS

P.F. Karrow

La sous-région des Grands Lacs forme la partie occidentale de la région des basses terres du Saint-Laurent. Elle comprend le sud de l'Ontario, englobe les bassins des lacs Ontario, Érié, Huron et Supérieur, et s'étend vers l'est jusqu'à l'arche de Frontenac (fig. 4-1). Elle est limitée au sud par la frontière canado-américaine, et au nord par les rives nord des lacs Supérieur et Huron et la marge sud du Bouclier canadien. Cette région est l'une des plus développées du Canada du point de vue économique et, de toutes les régions canadiennes d'étendue comparable, c'est celle dont la géologie quaternaire est la mieux connue.

GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM ET PHYSIOGRAPHIE

Le bassin du lac Supérieur est la seule partie de la sous-région des Grands Lacs qui repose sur le socle précambrien. Celui-ci est composé de diverses roches ignées, métamorphiques, volcaniques et sédimentaires, dont la plupart sont d'âge précambrien relativement récent. Le relief de cette région du Bouclier canadien est généralement composé de collines arrondies; toutefois, des filons-couches basiques près de Thunder Bay forment des mesas qui rappellent certaines parties arides du sud-ouest des États-Unis. La géologie du Précambrien au fond du lac Supérieur demeure mal connue, mais il semble que les lits rouges du Précambrien récent soient très étendus, leur topographie variée accusant un relief moyen. Wold et Hinze (1982) ont récemment préparé une synthèse de la géologie précambrienne du bassin.

La sous-région des Grands Lacs repose surtout sur des roches sédimentaires à faible pendage d'âge cambrien à dévonien (fig. 4-4). Ces roches paléozoïques recouvrent une surface d'érosion précambrienne ondulée, leur pendage diminuant vers le haut de la séquence. Le contact entre le Précambrien et le Paléozoïque est irrégulier, avec de nombreuses buttes-témoins paléozoïques et des fenêtres précambriennes réparties sur une zone large de quelques kilomètres.

La surface précambrienne s'incline rapidement vers le sud jusque dans le bassin d'Allegheny et vers l'ouest jusque dans le bassin de Michigan, où l'épaisseur des sédi-

Karrow, P.F.
1989: Géologie quaternaire de la sous-région des Grands Lacs. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 4, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

ments dépasse 4 000 m. Entre ces bassins s'interpose l'arche d'Algonquin (fig. 4.4), large bombement de la surface précambrienne dont l'axe se prolonge vers le sud-ouest sous la péninsule interlacustre du sud-ouest de l'Ontario.

La succession paléozoïque est caractérisée par une alternance de séries de sédiments clastiques fins, dominées par des shales, et de roches carbonatées. Les formations carbonatées massives forment des sommets et des escarpements dans le substratum (fig. 4.5), tandis que les shales reposent sous les basses terres et les bassins. Une longue érosion fluviale, puis une retouche glaciaire plus récente ont modelé la topographie actuelle à cuestas et vallons. Les dépressions des Grands Lacs inférieurs se sont développées dans les shales autour du bassin de Michigan et en bordure du bassin d'Allegheny. Même à l'intérieur des lacs, les bassins secondaires ont été érodés dans des shales et sont habituellement séparés par des escarpements submergés de roches carbonatées.

En raison de leurs faibles pendages, les formations paléozoïques affleurent sous forme de vastes bandes orientées du nord-ouest au sud-est (fig. 4.4). La composition des dépôts glaciaires, qui reflète celle du substratum, est généralement uniforme sur de vastes étendues; il est donc facile de mettre en corrélation les nappes de till d'un même bassin lacustre, mais plus difficile de faire la distinction entre les tills de bassins différents.

Les roches paléozoïques sont généralement enfouies sous des dépôts quaternaires dont l'épaisseur peut varier de 30 à 60 m mais dépasse parfois 250 m. La compilation des levés de forage pour l'eau, le pétrole et le gaz et de géotechnique donne une vue d'ensemble de la topographie enfouie (White et Karrow, 1971; Karrow, 1973; Eyles et

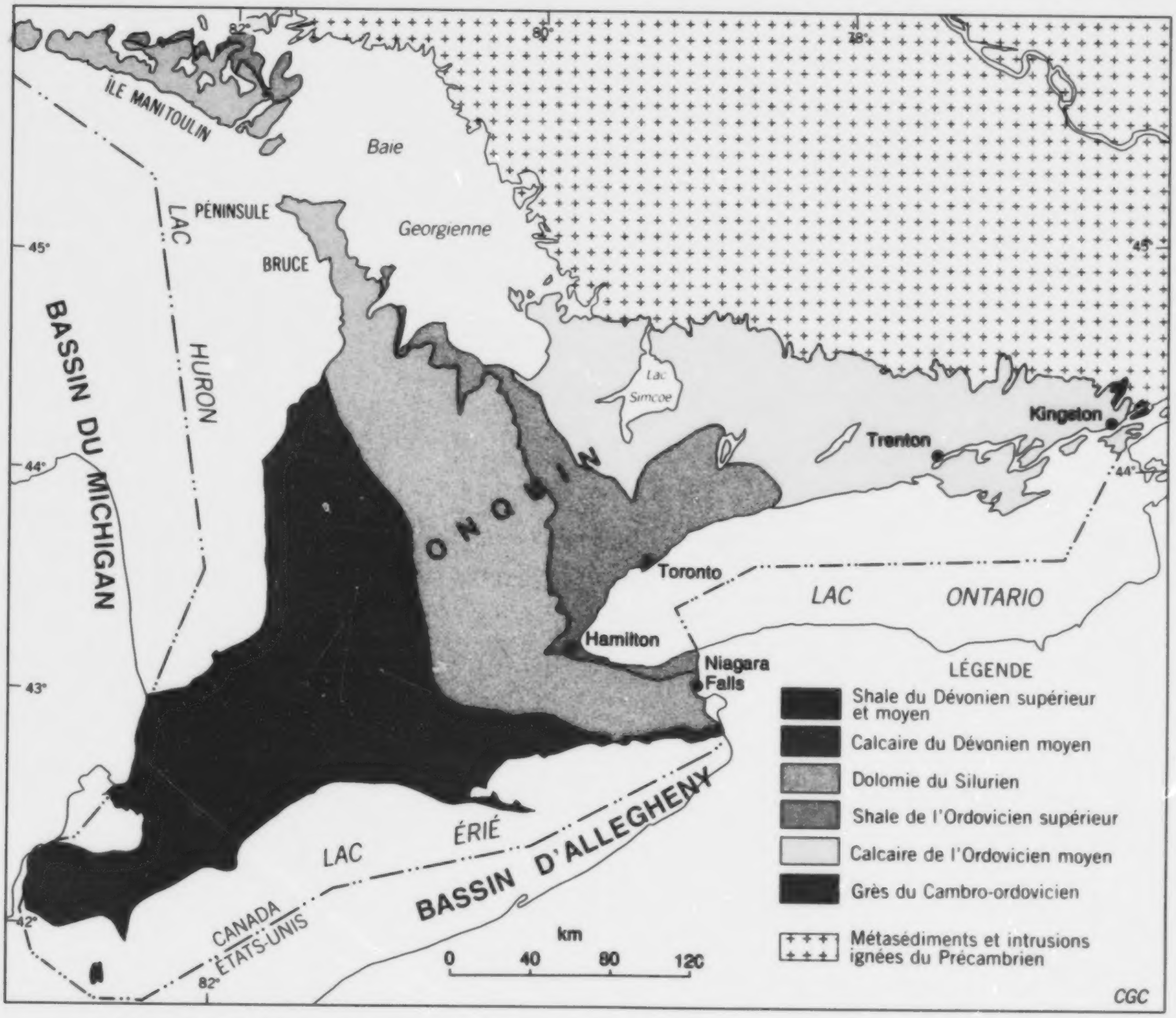


Figure 4-4. Géologie du sud de l'Ontario (tiré de la carte DDM 4114A compilée en 1976 par P.G. Teleford, Commission géologique de l'Ontario).

al., 1985; Flint et Lolcama, 1986). La surface du substratum est horizontale ou légèrement inclinée sur de vastes étendues. Elle est entaillée de nombreuses vallées étroites, de 30 à 60 m de profondeur, vraisemblablement creusées au préglaciaire et durant les interglaciaires.

La limite des calcaires ordoviciens est généralement marquée par un faible escarpement qui s'étend entre la baie Georgienne et la partie est du lac Ontario; toutefois, à l'exception de la vallée Laurentienne (fig. 4-6), entre la baie Georgienne et Toronto (Spencer, 1890; White et Karrow, 1971), on a très peu étudié la topographie du substratum entre cet escarpement et celui du Niagara. La vallée Laurentienne est la vallée enfouie la plus grande du sud de l'Ontario et, sous la moraine interlobaire d'Oak Ridges (fig. 4-6), au nord de Toronto, elle est enfouie sous 250 m de dépôts quaternaires. Cette vallée, vraisemblablement d'origine préglaciaire, aurait drainé le bassin versant supérieur des Grands Lacs au moins jusqu'à la dernière glaciation (White et Karrow, 1971).

L'escarpement du Niagara, d'âge silurien, forme le relief rocheux le plus marqué du sud de l'Ontario (fig. 4-5, 4-6). Il commence dans l'État de New York, au sud du lac Ontario, et traverse la frontière ontarienne au nord des

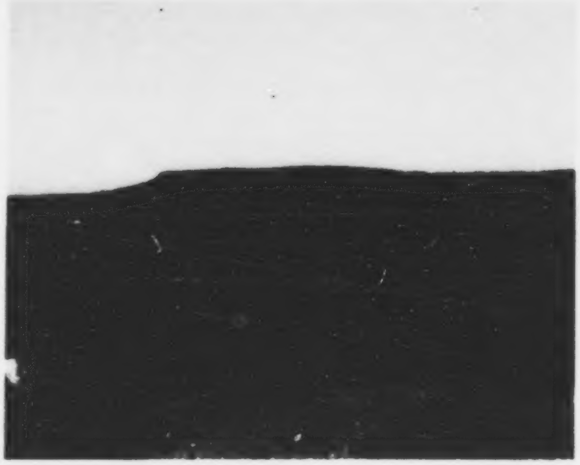


Figure 4-5. L'escarpement du Niagara au nord de Hamilton; vue vers le sud. 200300-Q

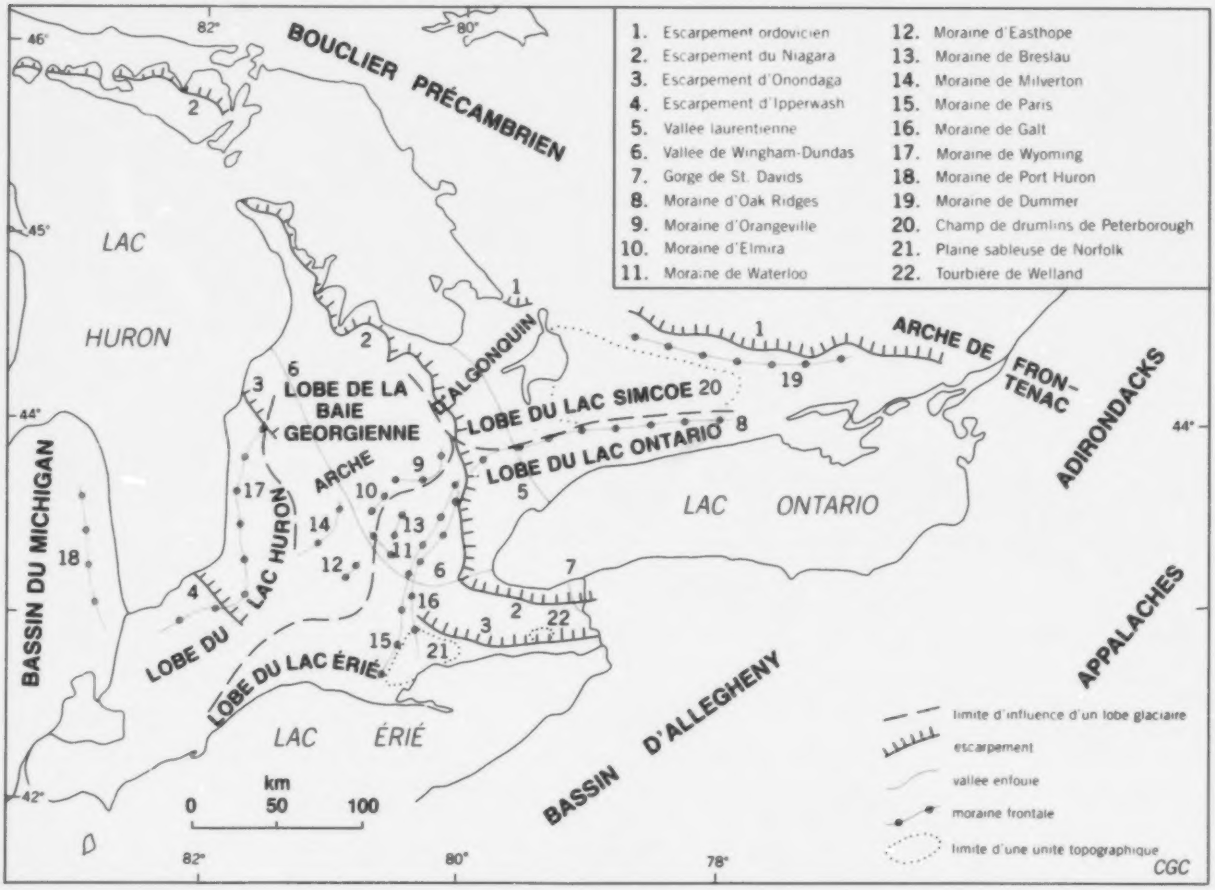


Figure 4-6. Formes de relief, formes enfouies, et aires d'influence des lobes glaciaires dans le sud de l'Ontario.

chutes Niagara. La rivière Niagara y a creusé une gorge de 100 m de profondeur et d'environ 11 km de longueur au cours des 13 millénaires écoulés depuis la déglaciation. L'escarpement forme la crête de la péninsule Bruce, entre la baie Georgienne et le lac Huron, et constitue l'armature structurale des îles Manitoulin et Cockburn. Dans certaines parties de l'Ontario, il forme un complexe d'escarpements (Hewitt, 1971). Sa hauteur varie d'environ 100 m dans la péninsule de Niagara à plus de 200 m au sud de la baie Georgienne.

L'escarpement d'Onondaga, d'âge dévonien, est situé au sud de l'escarpement du Niagara; il s'étend de Fort Érié jusqu'à Brantford au moins (fig. 4-6, 4-7), où il disparaît sous un épais manteau de dépôts quaternaires. Il réapparaît près de Kincardine, dessine un coude brusque vers le sud, passe sous le lac Huron où il se prolonge vers le nord-ouest (Sly et Lewis, 1972) jusque dans le Michigan. L'escarpement dévonien d'Ipperwash est mieux connu dans la partie sud du bassin du lac Huron; il se prolonge vraisemblablement vers l'est sous le lac Érié, jusque dans l'État de New York.

Entre ces escarpements, d'importantes vallées enfouies (la vallée Laurentienne et la vallée de Wingham-Dundas, fig. 4-6) suivent l'orientation des grandes dépressions creusées dans les shales. On y a reconnu des segments de nombreuses vallées tributaires dont la profondeur varie de 10 à 60 m, mais leurs relations et leur genèse sont en grande partie inconnues (Karrow, 1973). Ces vallées enfouies ont souvent l'apparence de gorges encaissées. À quelques endroits, les forages ont révélé la présence de dépôts interstadiaires, vraisemblablement du Wisconsinien moyen. Dans leur ensemble, ces vallées sont les témoins de divers épisodes d'érosion fluviale, de type préglaciaire, interglaciaire, interstadiaire et postglaciaire. La surface rocheuse entre les vallées semble généralement plane ou légèrement inclinée.

Les accidents tectoniques sont peu fréquents dans les roches paléozoïques. On a certes observé, ici et là, des failles montrant des dislocations de l'ordre de 1 ou 2 m (Liberty, 1969), mais au moins une partie des failles et des plis est attribuée à de récents phénomènes de relâchement des contraintes (White et al., 1974; Russell et al., 1982). Outre ces structures, la région a subi des contraintes répétées engendrées par la compensation glacio-isostatique, dont nous verrons plus loin les effets postglaciaires.

PHYSIOGRAPHIE ET CLIMAT

Chapman et Putnam (1951, 1966, 1984) ont décrit les formes de relief du sud de l'Ontario et les ont cartographiées à l'échelle de 1/250 000. Cet ouvrage de référence continue de servir de base aux travaux de cartographie détaillée de la géologie du Quaternaire (voir aussi la carte 1704A). La synthèse qui suit reprend en grande partie l'œuvre de Chapman et Putnam (1984). La figure 4-7 situe la plupart des lieux mentionnés dans la présente section.

Morphologie structurale

Les traits structuraux du substratum rocheux décrits précédemment influencent le relief d'une partie du sud de l'Ontario; le substratum affleure dans plusieurs escarpements, dont le plus imposant est celui du Niagara. De vastes plaines calcaires côtoient l'escarpement ordovicien au nord-est du lac Simcoe, dans la péninsule du comté de Prince Edward dans la partie est du lac Ontario, près de Trenton, et au nord-ouest de Kingston (fig. 4-6, 4-7). On en trouve aussi le long de l'escarpement du Niagara au nord-ouest de Hamilton, dans la péninsule Bruce et dans l'île Manitoulin.

Les formes de relief produites par l'érosion du substratum contribuent à la beauté du paysage. L'escarpement du Niagara est entaillé de remarquables gorges dont la plus spectaculaire est celle de la rivière Niagara. D'après Spencer (1907) et d'autres (Kindle et Taylor, 1913; Calkin et Brett, 1978), les variations de la largeur de la gorge sont liées à des changements du réseau hydrographique des Grands Lacs.

Les formes produites par dissolution sont peu communes dans les terrains carbonatés; des pertes karstiques, des cavernes et des dolines n'ont été observées qu'à quelques endroits dans les dolomies siluriennes de la péninsule de Niagara, près de Guelph, près de la vallée de la rivière Beaver, au sud-est d'Owen Sound et près de Hepworth, au nord-ouest d'Owen Sound. De nombreuses dolines ont été identifiées dans les zones de sédiments meubles peu épais au sud de Seaforth (au nord-est de Grand Bend; Karrow, 1977) et près du lac Érié, à l'est de Tillsonburg (Barnett, 1978); le substratum de cette région est formé du calcaire dévonien de la Formation de Dundee. Le modelé karstique était vraisemblablement plus développé avant le Quaternaire. Il a ensuite été enfoui, comblé ou s'est affaissé sous l'action des glaciers.

De petites plaines de shale s'étalent au nord-ouest et au sud du lac Ontario et au sud-ouest de la baie Georgienne. Ces régions reposent sur des shales gris et rouges de l'Ordovicien supérieur; leur relief varie de surfaces aplanies par les eaux de lacs glaciaires à des surfaces ravinées, disséquées et fortement inclinées.

Formes de relief glaciaires

La plupart des autres formes de relief du sud de l'Ontario résultent directement ou indirectement de l'action glaciaire. Dans les paragraphes suivants, ces formes sont décrites selon leur ordre présumé de mise en place.

Les plaines de till sont très étendues, et leur surface varie de plane à ondulée. Elles couvrent la majeure partie du sud-ouest de la péninsule méridionale de l'Ontario. Une plaine de till nivelée couvre de vastes étendues près de Windsor, de Sarnia et de Toronto; l'aplanissement est attribué à l'action des lacs glaciaires. Vu la genèse de ce type de relief, des sédiments lacustres forment par endroits des placages discontinus. Ailleurs, l'écoulement glaciaire a façonné des plaines de till fuselées. Elles sont rarement visibles au sol mais faciles à repérer sur les photographies aériennes (fig. 4-8). Des moraines fuselées semblables existent notamment entre Toronto et Hamilton et aux alentours du lac Conestogo, entre Guelph et le lac Huron.

Les moraines fuselées se forment principalement dans les tills silteux ou argileux et passent graduellement aux drumlins, normalement composés de till sableux (Karrow, 1981a). Par endroits, il se forme des champs de drumlins; le plus vaste, celui de Peterborough (fig. 4-6, 20), dans le centre sud de l'Ontario, est composé de plusieurs milliers de drumlins qui indiquent un écoulement glaciaire vers le sud-ouest. D'autres grands champs de drumlins s'étendent près de Woodstock, de Guelph, de Wingham et d'Owen Sound. Celui de l'île St. Joseph, dans la partie nord-ouest du lac Huron, se prolonge sous les eaux du lac jusque dans

Figure 4-7. Carte de localisation et carte des sites de dépôts organiques sous-jacents au till dans le sud de l'Ontario.

l'île Drummond, dans l'État de Michigan. Les drumlins reposent souvent sur des plaines de calcaire, comme au nord-ouest de Hamilton et d'Owen Sound et dans l'île Manitoulin; ailleurs, ils se présentent dans des zones recouvertes d'une couche plus ou moins épaisse de dépôts meubles. Leurs dimensions et leurs proportions axiales varient considérablement. Certains drumlins possèdent un noyau de tills plus anciens ou de dépôts fluvioglaciaires.

Les constructions morainiques formées à la marge des glaciers sont ici classées en trois catégories: les moraines frontales, composées surtout de till avec des quantités variables de sables et de graviers juxtaglaciaires; les moraines de kame ou moraines interlobaires, composées surtout de sables et de graviers triés; et les moraines dites « mineures », qui sont en fait de petites moraines frontales disposées en séries.

Dans le sud de l'Ontario, on a reconnu une trentaine de moraines frontales; elles ont servi de base aux hypothèses de mode de retrait glaciaire (Taylor, 1913; Chapman et Putnam, 1951). Lors de la déglaciation, les péninsules en relief entre deux lacs sont déglacées en premier, tandis que d'importants lobes glaciaires continuent d'occuper les bassins lacustres moins élevés (fig. 4-6). Plus tard, le retrait par pulsation du front des lobes, vers l'intérieur des bassins lacustres, a formé une série de moraines subparallèles qui encerclent les péninsules interlacustres en relief. Certaines moraines n'ont que quelques kilomètres de longueur et représentent des événements locaux; d'autres sont presque continues d'un lobe à l'autre (fig. 4-9). Les moraines de Paris et de Galt, longues de 135 km et formées par les lobes des lacs Érié et Ontario, et la Moraine de Wyoming formée par le lobe du lac Huron, longue de 190 km, comptent parmi les plus grandes moraines frontales (fig. 4-6, 4-10). Les moraines majeures peuvent avoir plusieurs kilomètres de largeur et s'élever jusqu'à 30 m au-dessus des plaines contiguës. En général, les moraines composées de till argileux (Moraine de Wyoming) ont un relief local moins accusé que les moraines de till sableux (Moraine de Paris), qui ont des pentes beaucoup plus raides et une surface plus accidentée. Les matériaux morainiques sont souvent plus grossiers sur les flancs du lobe, mais à mesure qu'on se dirige vers l'axe du lobe, l'influence des lacs proglaciaires devient plus marqué, les matériaux deviennent plus fins et le relief perd de sa vigueur. La moraine peut être entièrement masquée par les sédiments lacustres. Ces variations s'observent le long de la Moraine de Paris.

Les moraines de kame ou moraines interlobaires sont moins nombreuses mais forment les accumulations glaciaires les plus volumineuses de la région. Leur surface, très irrégulière, est parsemée de nombreux kames et de kettles. Elles ont été formées par la concentration des eaux de fonte à la jonction de deux lobes glaciaires et contiennent surtout des sédiments fluvioglaciaires. Les principales sont les moraines de Waterloo, d'Elmira et d'Orangeville, construites entre le lobe du lac Huron-baie Georgienne et le lobe du lac Érié-lac Ontario, et la Moraine d'Oak Ridges, formée entre les lobes de la baie Georgienne-lac Simcoe et celui du lac Ontario (fig. 4-6). Leur structure est complexe et leur origine contradictoire. En général, elles marquent une zone d'interaction entre des lobes opposés, avec de forts indices de chevauchement final par la glace de l'un des lobes. Duckworth (1979) a décrit des dépôts deltaïques, lacustres et fluvioglaciaires dans la partie ouest de la

Figure 4-8. Cannelures formées par l'écoulement vers le sud-est du lobe glaciaire de la baie Georgienne, au nord du lac Conestogo. Photo A18273-139 de la Photothèque nationale de l'air.

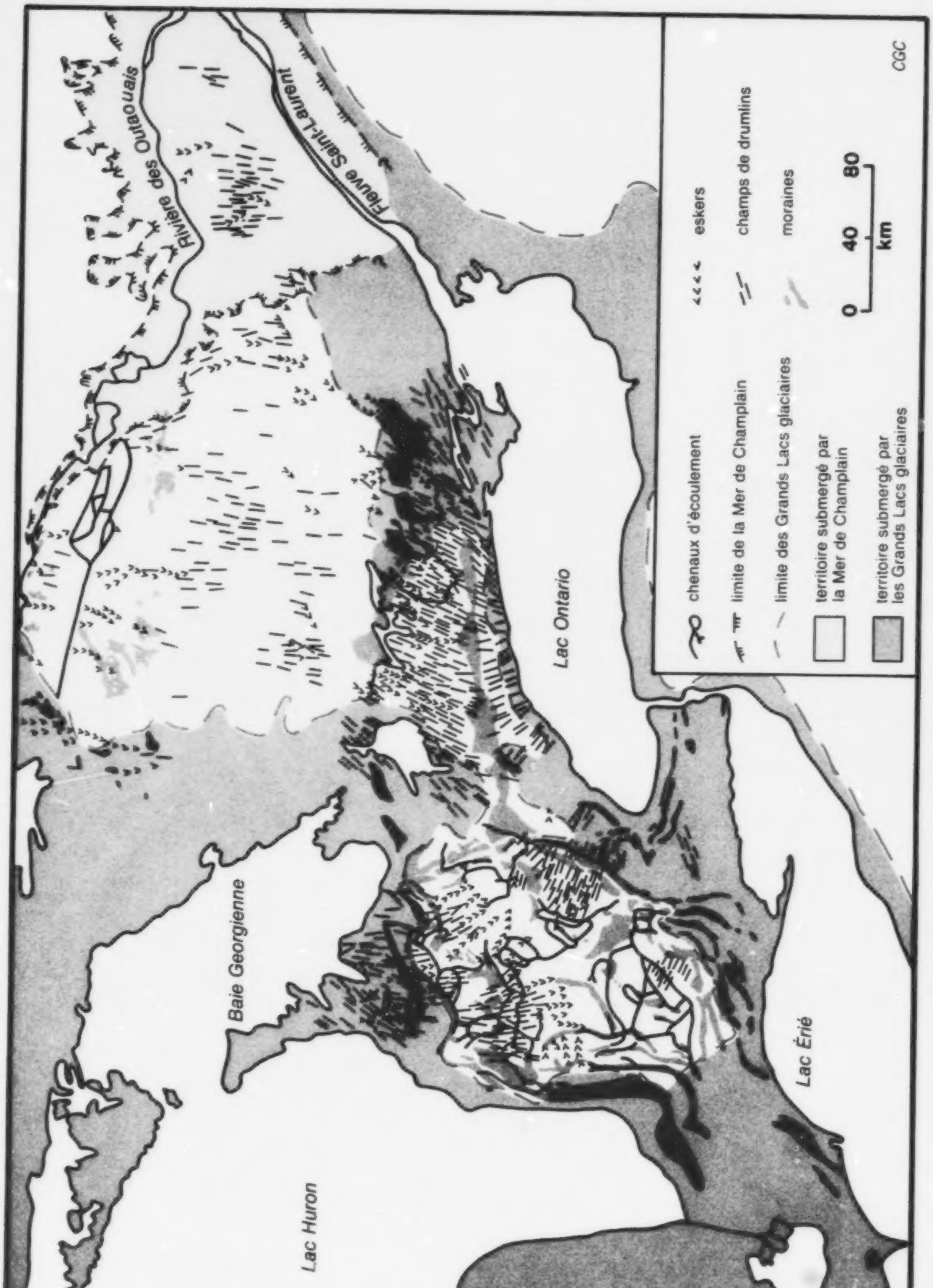


Figure 4-9. Formes et dépôts du Wisconsinien supérieur dans le sud de l'Ontario.

Moraine d'Oak Ridges et établi la relation entre ces dépôts et les oscillations des lobes des lacs Ontario et Simcoe.

Les moraines mineures ont souvent 1 ou 2 m, parfois jusqu'à 5 m de hauteur, et à peine quelques kilomètres de longueur. Les quelque 20 moraines mineures des environs de Stratford ont été vraisemblablement déposées au front d'un glacier en contact avec des lacs proglaciaires peu profonds, puisque des silts lacustres couvrent une grande partie du till dans les dépressions séparant les petites crêtes. D'autres moraines mineures existent à l'ouest du lac Conestogo; un kame s'est formé au point de rencontre de ces moraines avec les eskers disposés perpendiculairement au front glaciaire. Elles marquent manifestement de courtes pauses durant lesquelles les torrents d'eaux de fonte ont érigé des kames à l'embouchure de tunnels intraglaciaires dans lesquels se formaient les eskers (Karrow, 1977; sous presse).

Tous les types de moraines renferment souvent des indices d'une histoire polyphasée, et certaines d'entre elles se sont accumulées avant la dernière avancée glaciaire. Karrow (1974) donne une liste partielle de ces palimpsestes.

L'étude de la topographie et des sédiments des fonds lacustres a révélé la présence de moraines transversales sous les lacs Érié et Ontario (Lewis et al., 1966; Wall, 1968; Sly et Lewis, 1972); ces formes sont les prolongements de certaines moraines frontales émergées. Des formes similaires existent sous le lac Supérieur (Landmesser et al., 1982).

Formes fluvioglaciaires

Les eskers sont nombreux dans le sud de l'Ontario, mais la plupart sont petits; même les plus gros ne sont que de dimensions moyennes (fig. 4-9). Les plus petits se trouvent à l'ouest de Guelph (Karrow, sous presse) et ont 1 ou 2 m de hauteur et 2 ou 3 km de longueur; le plus long s'étend de Trenton vers le nord-est, sur une distance de quelque 135 km, incluant les discontinuités. La plupart des eskers ont une longueur de 10 à 25 km et une hauteur de 5 à 15 m; le plus haut (celui de Norwood, près de Peterborough) dépasse 30 m. L'esker de Brampton, dont la sédimentologie a été étudiée par Saunderson (1975), est une structure résiduelle qui s'est vraisemblablement formée durant la fonte de l'avant-dernier glacier et qui a été chevauchée puis couverte de till lors de la dernière avancée glaciaire (Karrow et al., 1977).

Les eskers reposent généralement sur des tills grossiers, le délavage du till par les eaux de fonte y ayant produit une abondance de fragments grossiers. Ils sont orientés parallèlement à la direction générale de l'écoulement glaciaire mais suivent les dépressions ou se dirigent vers elles. Comme les champs de drumlins sont principalement constitués de till grossier, les eskers y sont nombreux. Dans le champ de drumlins de Guelph, au moins un exemple de superposition transversale d'un esker sur un drumlin a été identifié (Karrow, 1968); un chenal coupe le sommet du drumlin et rejoint les deux tronçons de l'esker. Il y a donc eu développement séquentiel des structures, le drumlin est formé en premier par la glace en mouvement puis l'esker est contruit lorsque la glace est stagnante et en fusion.

Les torrents d'eau de fonte ont également formé des cônes, des plaines et des terrasses de dépôts fluvioglaciaires. L'abondance de ces dépôts est fonction de la texture du till; quelques dépôts seulement sont associés aux tills fins du lobe du lac Huron (Karrow, 1977; Cooper, 1979) tandis que les accumulations associées aux tills grossiers des lobes de la baie Georgienne (Cowan, 1979) et du lac Ontario (Cowan, 1972; Karrow, 1987) sont beaucoup plus nombreuses. La source des dépôts d'épandage est souvent située dans des cônes fluvioglaciaires associés aux moraines frontales (Karrow, 1968), où les plaines d'épandage semblent s'être formées simplement par coalescence des cônes. Cette organisation des formes du relief permet de reconstituer la direction du mouvement glaciaire. Les dépôts d'épandage ont été transportés sur plusieurs kilomètres le long du front glaciaire ou à partir de celui-ci; tantôt ils forment de vastes dépôts le long des versants des vallées fluviales actuelles, tantôt ils forment des deltas en bordure de lacs glaciaires, comme près de Brantford (Cowan, 1972). Les kettles sont fréquents, au point de former parfois des épandages criblés de trous. Les lacs de kettle sont nombreux au sud-est de Kitchener, au sud d'Owen Sound et au nord de Toronto, dans la Moraine d'Oak Ridges.

Figure 4-10. Modelé bosselé de la Moraine de Galt, au sud de Galt. 200300-S

Bon nombre de cours d'eau actuels étaient, à l'origine, des chenaux fluvioglaciaires dont le cours s'est modifié pendant le retrait des glaces, lorsque les torrents se trouvaient des lits de plus en plus bas. Un tronçon supérieur de la rivière Grand, au nord de Guelph, suit actuellement un tracé juxtaglaciaire, mais jadis, elle coulait vers le sud-ouest à travers une partie de la vallée de la rivière Nith pour se jeter dans la vallée supérieure de la rivière Thames, en amont de Woodstock (Karrow, 1987; sous presse). Plus tard, le retrait des glaces a ouvert ce qui est actuellement le tronçon moyen de la vallée de la rivière Grand, capturant une partie du bassin versant de la rivière Thames. Non seulement la disparition des glaces a-t-elle modifié le réseau hydrographique, mais elle a également laissé de nombreux petits cours d'eau, maintenant inadaptés, dans les anciennes vallées creusées par les torrents fluvioglaciaires. Le réseau hydrographique actuel est en somme le résultat de l'interaction complexe d'un grand nombre d'événements associés aux glaciations.

Figure 4-11. Paléorivage du Lac Whittlesey taillé dans un drumlin, à l'est de Galt. 200300-P

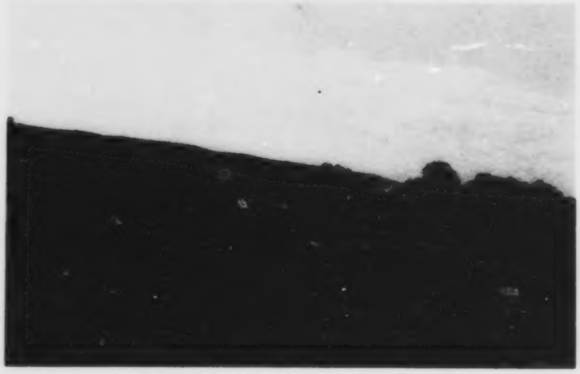


Figure 4-12. Talus littoral du Lac Algonquin, à l'est de la pointe Douglas sur le lac Huron. Une terrasse à l'embouchure du ruisseau Underwood (dans les arbres à l'arrière-plan) et une encoche dans le talus marquent le rivage principal du Lac Algonquin. 200300-M

Selon Chapman et Putnam (1951, 1966, 1984), tous les chenaux fluvioglaciaires sont des déversoirs, et les épandages fluvioglaciaires, des dépôts laissés par ces déversoirs. Or les vrais déversoirs, c'est-à-dire les chenaux par lesquels se vident des lacs et des étangs, sont plutôt rares dans le sud de l'Ontario; quelques-uns traversent la Moraine de Milverton (fig. 4-6) au nord de Stratford (Karrow, 1977) et un important déversoir qui servait jadis d'exutoire au Lac glaciaire Algonquin suit à peu près le contact Précambrien-Paléozoïque le long de la vallée de la Trent (le tracé actuel du canal Trent). Par ailleurs, il existe un grand nombre de chenaux d'eau de fonte, certains petits et courts, d'autres d'assez grandes dimensions. Ils représentent la contre-partie érodée des sédiments fluvioglaciaires avec lesquels ils sont étroitement associés. Même s'ils exercent temporairement une influence sur l'évolution du réseau hydrographique, ces chenaux sont une composante négligeable du paysage actuel. Quelques exemples particulièrement remarquables sont les chenaux juxtaglaciaires formés le long de l'escarpement du Niagara (White, 1975).

Formes glaciolacustres

Chapman et Putnam (1951) ont cartographié les formes d'origine glaciolacustre et les ont classées en plaines d'argile, plaines de sable et plages. Étant donné leur association et leur origine commune, ces formes sont étudiées ensemble.

Lorsque la marge glaciaire en retrait a atteint les dépressions des Grands Lacs, les eaux de fonte ont été piégées entre le front glaciaire et les terrains en relief. Pendant le retrait de ce front, des États-Unis au sud de la région, la ligne de partage des eaux du Saint-Laurent et du Mississippi a été dégagée et les lacs proglaciaires se sont agrandis au fur et à mesure du retrait glaciaire. Ce mode de déglaciation a entraîné la formation de plaines d'argile déposée en eau profonde, de plaines de sable déposé en eau peu profonde et de nombreuses falaises littorales et plages soulevées qui attestent le fait qu'une série de lacs a déjà existé dans la région. La plupart de ces formes se trouvent en bordure des lacs actuels et, en général, les plus élevées sont les plus éloignées du rivage actuel et donc les plus anciennes. L'altitude des formes littorales augmente vers le nord et le nord-est à cause du relèvement isostatique différentiel.

Lors du retrait glaciaire, le bassin du lac Érié a été déglacé en premier, et une zone de quelques dizaines de kilomètres de largeur a été inondée par les lacs glaciaires Maumee, Whittlesey (fig. 4-11) et Warren; cette zone se prolonge vers le nord jusqu'à London et Brantford et couvre presque toute la péninsule de Niagara. Elle est couverte d'épaisses accumulations d'argile. De Brantford jusqu'au Lac Érié, une vaste plaine deltaïque complexe, formée de sable et de gravier, s'étale vers le sud; c'est la principale zone de culture du tabac en Ontario. Il existe d'autres plaines de sable deltaïques similaires dans la vallée de la Thames, au sud-ouest de London.

La zone de plaine lacustre qui longe le lac Huron est beaucoup plus étroite (de 1 à 5 km) que celle du lac Érié, et les dépôts lacustres y sont généralement minces; cependant, le rivage du Lac Warren est bien développé. L'érosion récente a fait disparaître des lignes de rivage plus jeunes, mais les terrasses perchées des affluents du lac Huron marquent la présence de l'ancien Lac Algonquin (Karrow, 1986). La plaine du Lac Algonquin se poursuit au nord de Kincardine (fig. 4-12), comme l'atteste la présence, en plusieurs endroits, de gros cordons littoraux graveleux. La péninsule Bruce était presque complètement submergée par le Lac Algonquin, mais on n'y trouve pas de couverture de dépôts lacustres, mais des affleurements rocheux.

Des plaines de sable associées au Lac Algonquin s'étendent au sud-est de la baie Georgienne; le terrain y est irrégulier et l'étendue des plaines est variable. Elles comprennent les zones de culture de pommes de terre de la baie Alliston, la base militaire de Borden, la péninsule Penetang et une lisière autour du lac Simcoe. Cette région présente des exemples classiques des plages du Lac Algonquin, décrits par Deane (1950) et Stanley (1936, 1937).

Le Lac Iroquois était le principal lac glaciare du bassin du lac Ontario. Sa plaine de sable et d'argile n'a que de 1 à 10 km de largeur, mais les falaises et les cordons litto-

raux sont très importants. Dans la péninsule de Niagara, le rivage du lac se trouvait au pied de l'escarpement. De gros cordons se sont formés en travers de la vallée de la rivière Dundas à Hamilton et des vallées des rivières Humber et Don à Toronto. Mirynech (1962) a décrit des lignes de rivage multiples observées au nord-ouest de Kingston; toutes les lignes de rivage disparaissent au nord, sur le Bouclier canadien, vraisemblablement à l'emplacement de l'ancien front glaciaire.

Outre les plaines lacustres des principaux lacs glaciaires, de nombreux petits lacs glaciaires ont existé brièvement lors du retrait glaciaire; leur présence est normalement marquée par des plaines d'argile, des plaines de sable ou des deltas. Les formes littorales y sont rares, probablement à cause de la courte durée de ces lacs et de leur étendue limitée. Le Lac Peel (White, 1975; Karrow, 1987), qui s'est formé au nord-est de Hamilton, est l'un d'eux. Des lacs de ce type ont été observés à beaucoup d'endroits, mais la plupart n'ont pas encore été nommés.

Formes éoliennes

Les formes éoliennes sont très communes, mais les formes majeures sont peu nombreuses. Les dunes de sable vives les plus grandes se développent dans des secteurs où le sable est abondant sous le vent, à l'est des lignes de rivage actuelles. Les dunes paraboliques sont bien développées au sud de Grand Bend et à Sauble Beach sur le lac Huron, à Wasaga Beach sur la baie Georgienne et dans l'ouest du comté de Prince Edward, à l'est du lac Ontario. La hauteur des dunes dépasse parfois 30 m, mais varie généralement de 10 à 15 m. Les dunes fixées sont disposées le long des rivages d'anciens lacs glaciaires et sur les plaines de sable de lacs peu profonds ou de deltas, comme celles au sud de Brantford et au sud-ouest de London. Certaines parties des moraines interlobaires à kames, comme la Moraine de Waterloo et celle d'Oak Ridges, ont été remaniées par le vent et présentent de petites dunes de sable irrégulières. Ces moraines contiennent parfois des lentilles de loess de 1 ou 2 m d'épaisseur, trop petites pour être cartographiés.

Terres humides

Les terres humides comprennent les tourbières, les marécages et les marais. Les accumulations organiques les plus épaisses s'observent dans les kettles. La plupart de ces dépôts ne sont pas très étendus; par contre, ils sont très nombreux dans la topographie irrégulière des moraines de kame (Oak Ridges, Waterloo), dans les moraines frontales (Paris, Galt) et dans les épandages fluvioglaciaires criblés de kettles. Certaines tourbières ont conservé des vestiges d'associations végétales provenant de climats plus froids. D'autres tourbières et marécages occupent d'anciens lacs glaciaires ou chenaux fluvioglaciaires; leur superficie, beaucoup plus vaste, peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres carrés, mais la tourbe et le sol organique n'ont que de 1 à 3 m d'épaisseur (tourbière Welland, fig. 4-6; marécage Minesing, marécage Greenock). D'autres tourbières et marais, comme le marais Holland au sud du lac Simcoe et les parties méridionales du lac Scugog voisin, résultent de l'interférence entre le relèvement isostatique différentiel et le réseau hydrographique. À Thedford, à Kincardine et à Wasaga Beach, des tourbières se sont aussi formées dans des lagunes, derrière les pouliers d'anciens lacs. Vu la différence du relief local, les tourbières sont plus nombreuses dans les zones de till grossier où abondent les dépôts de contact glaciaire et les dépôts fluvioglaciaires; corollairement, elles se font beaucoup plus rares dans les zones de till fin.

Tableau 4-2. Données climatiques typiques du sud de l'Ontario (d'après Brown et al., 1968).

	Leamington	Rivage du lac Ontario	Hautes terres de Dundalk
Altitude (m)	183	91	488
Température annuelle moyenne (°C)	9	7	6
Température minimale (°C)	-29	-34	-33
Température maximale (°C)	40	40	34
Nombre annuel moyen de jours sans gel	170	150	115
Nombre annuel moyen de jours de croissance	220	205	190
Précipitation annuelle moyenne (mm)	762	864	686
Chute annuelle moyenne de neige (cm)	89	165	254

Formes fluviatiles

Les formes alluviales se trouvent en bordure des cours d'eau anciens et actuels. Malgré la jeunesse relative du réseau hydrographique, la présence d'un socle rocheux résistant ou la hausse du niveau des lacs, par exemple, entraînent la formation de méandres et de plaines d'inondation. La rivière Grand au sud de Kitchener et près de Brantford, la Thames au sud-ouest de London, et la Saugeen en aval de Walkerton, en sont des exemples. Dans bien des cas, les inondations résultent non seulement du déboisement et de l'urbanisation, mais aussi de facteurs naturels tels que la présence de vastes étendues argileuses à l'amont qui favorisent un ruissellement rapide. La géomorphologie des vallées ontariennes n'est guère étudiée et les travaux de Gardner (1977) et Martini (1977) sur les effets des inondations dans la vallée de la Grand méritent d'être cités.

Les terrasses sont bien développées dans de nombreuses vallées fluviales et, à certaines endroits, elles peuvent être facilement reliées à d'anciens niveaux lacustres (Karrow, 1986). La montée du niveau du lac Ontario sur la rive sud-ouest a entraîné l'ennoiement de certaines embouchures, comme à Jordan Harbour à l'ouest de l'embouchure de la rivière Niagara, et provoqué l'accumulation d'épaisses couches d'alluvions.

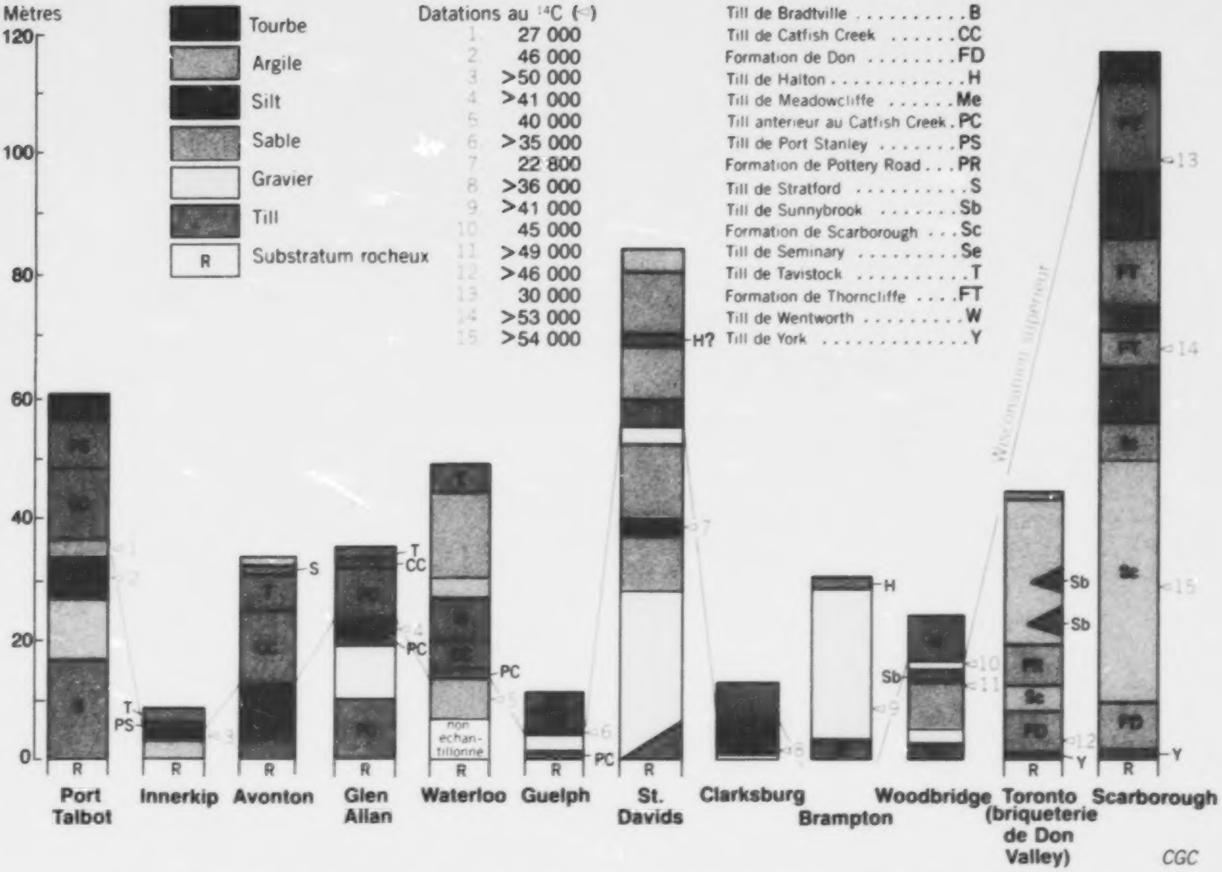


Figure 4-13. Stratigraphie des sites de dépôts organiques sous-jacents au till (voir la figure 4-7 pour la localisation des sites).

Climat

La sous-région des Grands Lacs comprend la partie la plus méridionale du Canada. La péninsule sud-ouest se prolonge dans le Midwest des États-Unis et partage un grand nombre des caractéristiques climatiques de cette région.

Les Grands Lacs ont une influence marquée sur le climat, modérant les températures l'hiver et l'été et accroissant les gradients thermiques autour de chaque bassin. L'humidité provenant des Grands Lacs accroît la couverture nuageuse. L'hiver, les vents dominants de l'ouest engendrent des ceintures d'enneigement dans les régions sous le vent des lacs, notamment aux alentours de Parry Sound, à l'est de la baie Georgienne, et de Goderich-Owen Sound, à l'est du lac Huron. Les précipitations, variant entre 650 et 900 mm/a, sont réparties assez uniformément sur l'année, et les régions élevées sont davantage arrosées que les zones basses. L'escarpement du Niagara, dont le relief varie de 100 à 200 m, influe également sur le climat local, les températures y étant plus basses au sommet.

Le tableau 4-2, adapté de Brown et al. (1968), présente quelques paramètres climatiques typiques du sud de l'Ontario.

NATURE ET DISTRIBUTION DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

Les données sur la nature et la répartition des dépôts proviennent en majeure partie des programmes cartographiques gouvernementaux et de l'importante contribution de chercheurs universitaires. Presque tout le territoire de la sous-région des Grands Lacs a été cartographié au moins à l'échelle de 1/50 000, tandis que la distribution des dépôts sous les Grands Lacs n'est représentée que sur des cartes de reconnaissance. (La carte 1704A, en pochette, montre la couverture des cartes de formations en surface.) Des cartes et des rapports préliminaires sont disponibles pour la majeure partie du territoire, mais des rapports définitifs n'ont été préparés que pour certains secteurs (voir la carte 1704A).

Les dépôts et les formes de relief sont surtout d'origine glaciaire, les lacs glaciaires ayant retouché par la suite de vastes superficies. L'action des eaux de fonte s'est exercée sur des zones restreintes aux chenaux et épandages fluvioglaciaires; la sédimentation alluviale est limitée à quelques aires le long des cours d'eau actuels. En général, la plupart des sédiments se sont accumulés au cours des gla-

Figure 4-14. Coupe à la briqueterie de Don Valley, à Toronto. Les unités suivantes affleurent: 1. shale ordovicien, 2. Till de York, 3. Formation de Don, 4. Formation de Scarborough, 5. Formation de Pottery Road, 6. Drift de Sunnybrook, 7. sable du Lac Iroquois. 200300-L

ciations, alors que le relief a été principalement soumis à l'érosion durant les périodes interstadiaires ou interglaciaires, comme c'est le cas de nos jours.

Dépôts non glaciaires

Dans le sud de l'Ontario, peu de dépôts se sont accumulés en l'absence d'activité glaciaire puisque les interglaciaires, incluant l'actuel, ont été dominés par l'érosion. De nos jours, la sédimentation se fait uniquement dans les dépressions mal drainées, les plaines d'inondation et les bassins lacustres; des conditions similaires ont vraisemblablement existé dans le passé. Les témoins d'un passé non glaciaire sont donc ténus (fig. 4-13). Les principaux sédiments postglaciaires se trouvent au fond des Grands Lacs mais ils ont été très peu étudiés parce que difficilement accessibles. Quelques-uns seulement des nombreux petits bassins sédimentaires de lacs et de tourbières ont fait l'objet d'études suffisamment détaillées pour donner un aperçu général de l'histoire sédimentaire. Aucune synthèse sur les variations locales dans les bassins ou entre les bassins n'a été tentée.

Les divers dépôts sont présentés des plus anciens aux plus récents. Cette section traite de la nature physique des sédiments, et la section suivante examine leur signification historique.

Formation de Don

Cette unité, sur laquelle a été construite une grande partie de la ville de Toronto et de sa banlieue, se compose de gravier, de sable, de silt et d'argile fossilifères dont l'épaisseur moyenne est de 8 m. La présence de restes de bois, de feuilles, de pollens et de mollusques, indicateurs d'un climat chaud, et sa position au-dessus et au-dessous de dépôts glaciaires indiquent qu'elle s'est accumulée durant un interglaciaire, vraisemblablement le dernier, il y a environ 125 ka. La Formation de Don n'affleure qu'à un seul endroit, la briqueterie de Don Valley (fig. 4-14) au centre de Toronto, mais elle a été mise à nu temporairement dans de nombreuses excavations creusées lors de la construction d'immeubles, de lignes de métro ou de tranchées dans le centre-ville de Toronto. Des forages en profondeur indiquent que la formation pourrait se prolonger vers le nord le long de la vallée Laurentienne enfouie (Coleman, 1933; Karrow, 1970; Sado et al., 1983). Des forages effectués à la falaise Scarborough, dans l'est de Toronto, indiquent que la formation se prolonge également sous le niveau du lac Ontario; de plus, la découverte récente de mollusques dans des sables inter-tills, dans la tranchée du chemin de fer à Woodbridge, atteste sa présence dans le nord-ouest de Toronto.

Gray (1950) a tenté d'étudier les sédiments de la Formation de Don en se fondant sur le seul affleurement de la briqueterie; ces sédiments font actuellement l'objet d'études de la part de N. Eyles de l'Université de Toronto (Eyles et Clark, 1986; Eyles, 1987) et de R. Kelly de la Commission géologique de l'Ontario. La nature des sédiments et des fossiles suggère que la formation s'est accumulée en milieu fluvial, passant à un milieu lacustre peu profond.

La paléontologie de la Formation de Don a été davantage étudiée que sa sédimentologie (Coleman, 1933; Terasmae, 1960a; Duthie et Mannada Rani, 1967; Terasmae et al., 1972; Williams et Morgan, 1977; Poplawski et Karrow, 1981; Hann et Karrow, 1984; Kerr-Lawson, 1985). D'après ces études, les sédiments se sont accumulés sous un climat qui était peut-être de 3 °C plus chaud qu'aujourd'hui. Les fossiles trouvés dans la partie inférieure indiquent les conditions les plus chaudes. Il semble exister une importante lacune entre la Formation de Don et le Till de York sous-jacent. Les restes de végétaux indiquent qu'il y a eu refroidissement du climat vers le haut de la formation.

La Formation de Don comprend quelque 7 taxons de vertébrés, y compris *Castoroides ohioensis* maintenant disparu, 200 taxons de diatomées, 48 de macrofossiles végétaux, 29 de pollens, 37 de mollusques, 12 d'ostracodes, 22 de trichoptères et 34 de cladocères. Les fossiles d'insectes et de microvertébrés sont maintenant en cours d'étude.

La Formation de Don n'est pas encore datée avec certitude. Elle est trop ancienne pour être datée par le ^{14}C, puisque les formations sus-jacentes ont des âges supérieurs à 50 ka. Les mollusques qu'elle contient sont trop décomposés pour permettre une datation à l'Uranium/Thorium. D'après les résultats préliminaires de l'analyse des acides aminés contenus dans des fragments de bois, la Formation de Don daterait de l'Interglaciaire sangamonien (N.W. Rutter, Université de l'Alberta, communication personnelle, 1980).

Formation de Pottery Road

À Toronto, plusieurs dépôts de sable et de gravier de remplissage de chenaux sont emboîtés dans la partie supérieure de la Formation de Scarborough du Wisconsinien inférieur. Ces dépôts, qui ont jusqu'à quelques dizaines de mètres d'épaisseur, forment collectivement la Formation de Pottery Road (Karrow, 1969, 1974). À la briqueterie de Don Valley (fig. 4-14), la présence dans cette formation de failles de type graben, qui pourraient avoir été produites par la fonte de culots de glace, suggère un contexte glaciaire. Par contre, la présence de mollusques et de débris de vertébrés (cerfs, ours, bisons, éléphants; Coleman, 1933) suggère que les sédiments ont une origine non glaciaire. Ils se seraient accumulés lorsque la vallée du Saint-Laurent était libre de glace et que le niveau lacustre était inférieur à celui qui existait pendant l'accumulation de la Formation de Scarborough sous-jacente. La corrélation provisoire de la Formation de Pottery Road avec les Sédiments de Saint-Pierre au Québec lui donnerait un âge approximatif de 75 ka (Stuiver et al., 1978). Cependant, Sharpe et Barnett (1985) affirment que ces remplissages de chenaux ont une origine subaquatique ou sous-glaciaire et mettent en doute la corrélation avec les sédiments et les événements de l'Intervalle de Saint-Pierre.

Dépôts interstadiaires du Wisconsinien moyen

Les dépôts non glaciaires du Wisconsinien moyen ne sont pas très bien connus bien qu'ils aient été identifiés à plusieurs endroits. Il est probable qu'ils sont assez répandus sous forme de sédiments alluviaux comblant des vallées, de dépôts lacustres et de dépôts palustres; mais comme ils sont en général profondément enfouis, leurs affleurements sont rares. Il est parfois difficile de reconnaître leur origine non glaciaire puisqu'ils peuvent être dépourvus de fossiles. La plupart de ces sédiments semblent ne représenter qu'une courte période d'accumulation et sont donc généralement minces. Néanmoins, on ne saurait trop souligner leur importance chronologique et paléoenvironnementale.

Le dépôt interstadiaire le mieux connu est celui de Port Talbot (fig. 4-15), au milieu de la rive nord du lac Érié (Dreimanis et al., 1966; Berti, 1975); des affleurements situés juste au-dessus du niveau du lac et des forages sous le niveau du lac révèlent la présence de deux unités sédimentaires interstadiaires, séparées par de l'argile glaciolacustre. L'unité inférieure, appelée Port Talbot I, se compose d'au plus 5 m d'argile lacustre verte altérée, tan-

Figure 4-15. Couche inclinée de gyttja affleurant au site de l'Interstade de Port Talbot sur la rive du lac Érié. 200300-R

Tableau 4-3. Datations au ^{14}C de la région des Grands Lacs mentionnées dans le texte.

Âge ^{14}C	N° de lab.	Matériel daté	Localité	Références
5 109 ± 131	BGS-79	Charbon	Sauble Beach	Terasmae et al., 1972
10 500 ± 150	GSC-1126	Tourbe ligneuse	Rivière Eighteen Mile	Karrow et al., 1975
10 600 ± 160	GSC-1127	Bois d'épinette	Rivière Eighteen Mile	Karrow et al., 1975
10 800 ± 100	GSC-1904	Cône de *Picea mariana*	Rivière Penetangore	Miller et al., 1979
11 300 ± 140	GSC-1842	Bois de *Picea* ou *Larix*	Rivière Penetangore	Miller et al., 1979
12 650 ± 170	I-4040	Débris végétaux	Lac Érié	Lewis, 1969
22 800 ± 450	GSC-816	Bois	Gorge de St. David	Hobson et Terasmae, 1969
28 300 ± 600	GSC-1082	Débris végétaux	Formation de Thorncliffe	Berti, 1975
32 000 ± 690	GSC-1221	Débris végétaux	Formation de Thorncliffe	Berti, 1975
40 080 ± 1200	Accélérateur de Chalk River	Bois	Waterloo	Karrow and Warner, 1984
>35 000	WAT-367	Tourbe	Guelph	Karrow et al., 1982
>36 000	GSC-2053	Tourbe	Clarksburg	Pinch, 1979
>41 000	GSC-2141	Bois calciné	Glen Allan	Karrow, sous presse
>50 000	GSC-2010-2	Tourbe	Innerkip	Karrow et al., 1978
>53 000	GSC-1228	Débris végétaux	Formation de Thorncliffe	Terasmae et al., 1972
>54 300	GrN-4817	Débris végétaux	Formation de Scarborough	Karrow, 1969

dis que l'unité supérieure, appelée Port Talbot II, comprend jusqu'à 3 m de sable, de silt et d'une mince couche de gyttja, déposés en eau lacustre peu profonde; les nombreuses datations au ^{14}C effectuées sur le gyttja donnent un âge moyen de 46 ka environ. Le pollen est le seul matériel fossile retrouvé dans l'argile inférieure verte, interprétée comme un dépôt d'accrétion et d'étang à gley qui contient surtout du pollen de pin et d'épinette et jusqu'à 40% de pollen de chêne (Quigley et Dreimanis, 1972). L'unité supérieure contient des restes de mollusques, d'ostracodes, de graines, de bois (épinette et mélèze) et de pollen (là aussi à prédominance de pin et d'épinette avec jusqu'à 3% de pollen de chêne). On trouve souvent des mottes de tourbe usées par l'eau sur la plage actuelle, près du site. La datation au ^{14}C et l'analyse pollinique indiquent que ces mottes ont l'âge de l'unité de Port Talbot II; on croit qu'elles proviennent d'une couche submergée dont on n'a pas encore retrouvé l'emplacement.

Près de Woodstock, en Ontario, le site interstadiaire d'Innerkip (Cowan, 1975; Karrow et al., 1978) présente plus d'un mètre de tourbe comprimée entre des lits de silts lacustres; les silts supérieurs contenant des mollusques d'eau douce. La tourbe a plus de 50 ka (GSC-2010-2; tableau 4-3). Il s'agit du meilleur affleurement de tourbe interstadiaire dans le sud de l'Ontario. Un barrage voisin retient les eaux du lac Pittock, sous lequel une partie de la coupe est submergée; toutefois, la base de la couche de tourbe est visible durant les périodes de basses eaux. Les pollens présentent des proportions typiques des assemblages interstadiaires du sud de l'Ontario (75% de pin et 23% d'épinette). Pilny et Morgan (1987) y ont identifié des restes d'insectes et de vertébrés qui semblent indiquer un climat interglaciaire. La couche de tourbe semble peu étendue latéralement.

À Guelph, les travaux d'excavation du déblai du chemin Victoria (Karrow et al., 1982) ont révélé la présence d'une lentille de tourbe d'un mètre d'épaisseur, datée à >35 000 BP (WAT-367; antérieurement publié à >45 000 BP, mais révisé par le laboratoire; tableau 4-3) et contenant du pollen de pin et d'épinette, des macrofossiles végétaux, des insectes, des mollusques et des ostracodes. Ces fossiles sont révélateurs d'un climat sec et frais. En-dessous, un paléosol bien développé montre un lessivage sur une profondeur de 1,3 m dans un gravier fluvioglaciaire riche en dolomie. Le sol est vraisemblablement intermédiaire entre le sol typique de l'Interglaciaire sangamonien et celui de l'Interstade de Sydney de l'Ohio (Forsyth, 1965). Il est surmonté de silts lacustres d'un mètre d'épaisseur, qui contiennent des mollusques d'eau douce et des mollusques terrestres.

Un dépôt interstadiaire enfoui a été reconnu au cours de forages géotechniques effectués à Waterloo (Karrow et Warner, 1984). Environ 6 m de gravier, de sable, de silt et de diamicton stratifiés, manifestement d'origine alluviale, reposent sous plusieurs tills à une profondeur de plus de 30 m. Les pollens, les macrofossiles végétaux, les mollusques, les ostracodes et les insectes qui y ont été identifiés indiquent un climat sec et frais. La datation au ^{14}C d'un petit fragment de bois, effectuée au moyen de l'accélérateur de Chalk River (tableau 4-3), donne un âge de 40 085 ± 1 280 BP, d'où l'hypothèse d'une corrélation avec l'Interstade de Port Talbot.

À environ 25 km au nord-ouest de Waterloo, près de Glen Allan, un mince paléosol repose sous 1 ou 2 m d'argile et de silt qui contiennent du pollen de pin et d'épinette, et sous deux lentilles de débris végétaux carbonisés datés à >41 000 BP (GSC-2141; tableau 4-3). Plusieurs couches de till recouvrent le dépôt. Les sédiments encaissants semblent avoir une origine glaciolacustre et les débris végétaux ont peut-être été remaniés, mais toutes les données indiquent que ce dépôt date du Wisconsinien moyen (Port Talbot).

Figure 4-16. Site interstadiaire de Clarksburg le long du ruisseau Grier, au sud-ouest de la baie Georgienne. 200300-O

Les dépôts interstadiaires les plus au nord se trouvent le long du ruisseau Grier (fig. 4-16), 3 km au sud-ouest de Clarksburg et près de la rive sud-ouest de la baie Georgienne (Pinch, 1979). Sur des graviers fluviatiles à la base repose environ 0,3 m de tourbe, elle-même surmontée de 5 m d'argile lacustre, puis de till. La tourbe est datée à >36 000 BP (GSC-2053; tableau 4-3). Les assemblages de pollens et d'insectes témoignent d'un climat plus froid qu'aux autres sites (Warner et al., 1988).

Des sédiments pollinifères ont été découverts sous plusieurs couches de till dans des forages effectués ici et là dans le sud de l'Ontario, notamment dans les vallées enfouies sous 60 m de sédiments alluviaux à Fergus (20 km au nord de Guelph) et à Rockwood (12 km au nord-est de Guelph). Ces sédiments, composés de silt et de sable, datent au moins du Wisconsinien moyen. Leur origine est inconnue.

Dépôts postglaciaires

Ces dépôts comprennent des sédiments alluviaux, palustres, éoliens et lacustres. Des alluvions perchées, peu étendues, sont présentes ici et là le long de certaines vallées fluviales. Les sédiments se composent de gravier, de sable et de silt d'anciennes plaines d'inondation, qui forment des terrasses en position intermédiaire entre les terrasses fluvioglaciaires et les plaines d'inondation actuelles. On y trouve parfois des débris de mollusques, de bois et d'autres végétaux mais, en général, l'histoire de ces terrasses a été peu étudiée. Des terrasses, qui se raccordent au Lac glaciaire Algonquin dans le bassin du lac Huron, ont donné des débris végétaux, des pollens (Karrow et al., 1975), des mollusques (Miller et al., 1979, 1985) et des insectes (Ashworth, 1977) datés de 10 à 11 ka (GSC-1126, 1127, 1842,

1904; tableau 4-3). Les sédiments se composent de gravier et de sable fluviatiles vers l'amont, et de plusieurs mètres de silts fluviolacustres vers l'aval.

En raison de la jeunesse des vallées, les plaines d'inondation ne sont généralement pas très étendues. Les rivières Humber, Grand et Thames, qui se jettent dans le lac Ontario, le lac Érié et le lac Sainte-Claire respectivement, sont parmi les principales rivières à plaines inondables soumises à des crues historiques. Les dépôts alluviaux forment normalement de minces placages (de 1 à 3 m) sur les terrasses ou les plaines d'inondation, bien que l'on trouve des accumulations plus importantes dans le cours inférieur des rivières qui se jettent dans les lacs dont le niveau a monté sous l'effet du relèvement glacio-isostatique. De semblables conditions existent dans les bassins des lacs Ontario et Érié. Les embouchures ennoyées et barrées par des pouliers sont bien évidentes sur la rive du lac Ontario dans la péninsule du Niagara; entre Hamilton et Toronto, sous le lac Ontario et à proximité, d'épaisses accumulations de sédiments ont comblé des gorges enfouies. Des conditions similaires ont existé dans le bassin du lac Huron jusqu'au début de la phase Nipissing, vers 5 ka; le relèvement isostatique a haussé le niveau de l'exutoire de North Bay jusqu'au niveau du seuil rocheux à Sarnia, entraînant l'inondation et le comblement des vallées fluviales encaissées qui s'étaient formées durant la période antérieure de basses eaux. Par la suite, le creusement de l'exutoire a fait baisser l'eau du lac Huron à son niveau actuel, et les cours d'eau se sont de nouveau encaissés. Les restes de ces plaines alluviales forment aujourd'hui des terrasses perchées dans les plus grandes vallées, comme celles des rivières Saugeen, Lucknow, Maitland et Bayfield.

Les dépôts palustres comprennent les accumulations de marécages, de tourbières et de marais qui se trouvent dans des dépressions mal drainées ou le long des marges peu profondes d'étangs et de lacs. Les marécages sont nombreux à certains endroits dans les plaines presque horizontales de till ou dans les plaines glaciolacustres, mais les accumulations de matériaux organiques n'ont généralement qu'un mètre ou deux de profondeur. Des dépôts organiques plus épais se sont accumulés dans les anciens chenaux fluvioglaciaires. Les accumulations les plus épaisses, atteignant facilement de 6 à 10 m, se sont formées dans les kettles. La séquence sédimentaire peut commencer par des argiles ou silts lacustres, suivis par endroits d'un mètre ou moins, et parfois 3 m ou plus, de marne, puis de gyttja et enfin de tourbe jusqu'à la surface. Ces dépôts organiques sont essentiels aux études palynologiques et paléoécologiques. Terasmae (in: Karrow, 1968; 1987) et Karrow et al. (1975) ont décrit les assemblages polliniques, les successions végétales et les paléo-environnements reconstitués de plusieurs sites. Le chapitre 7, qui traite des paléo-environnements du Quaternaire, présente les résultats de ces études.

Les dépôts éoliens sont très répandus dans le sud de l'Ontario, bien que les accumulations importantes se trouvent uniquement près des rivages lacustres actuels ou anciens. D'autres dépôts existent sporadiquement sur d'anciennes plaines deltaïques et dans les zones de moraines interlobaires, ou l'on a également identifié des lentilles de loess.

Les sables dunaires constituent les principaux dépôts éoliens; les principales accumulations sont situées près de Grand Bend et de Sauble Beach au lac Huron, à Wasaga Beach à la baie Georgienne, à l'ouest de Long Point au lac Érié, et dans le comté de Prince Edward au lac Ontario. Ils y forment normalement des complexes de dunes littorales paraboliques dont la hauteur peut atteindre 20 m, avec de grosses dunes fixées du côté terrestre et des dunes vives, plus petites, près du rivage actuel. Les dépôts éoliens de l'Ontario sont peu étudiés, quoique Martini (1975) a publié une brève description des sédiments de Wasaga Beach. Les paléosols sont fréquents dans les dépôts éoliens; l'un d'eux, trouvé dans les dunes de Sauble Beach, date du Nipissing ou d'une période plus récente (moins de 5,5 ka; Terasmae et al., 1972). Les dunes de Grand Bend sont vraisemblablement du même âge.

Les sédiments deltaïques formés dans les lacs glaciaires, comme ceux déposés par la rivière Thames au sud-ouest de London et la rivière Grand au sud-ouest de Brantford, ont été remaniés par le vent; l'épaisseur des dépôts éoliens est normalement inférieure à 6 m. De petites dunes, près d'Alliston, au sud-ouest du lac Simcoe, se sont accumulées sur les sables du Lac glaciaire Algonquin.

Des sédiments lacustres non glaciaires se sont accumulés dans de nombreux petits lacs postglaciaires et dans les Grands Lacs. Bien que les bassins de sédimentation aient presque tous une origine glaciaire (kettles, chenaux fluvioglaciaires, bassins de surcreusement glaciaire), la sédimentation s'est poursuivie de façon plus ou moins continue tout au long du postglaciaire (les 10 à 15 derniers millénaires). Les accumulations les plus étendues, les plus épaisses et les plus importantes de sédiments postglaciaires sont celles des Grands Lacs, et ce sont elles que nous examinerons en premier.

Les levés géophysiques et les travaux de carottage montrent que les sédiments postglaciaires couvrent environ la moitié de la superficie du fond des lacs; des sédiments glaciaires plus anciens et le substratum rocheux recouvrant l'autre moitié (Sly et Lewis, 1972). Les sédiments postglaciaires, qui ont jusqu'à 20 m d'épaisseur, comblent surtout le fond des bassins profonds où ils forment une plaine presque unie (Thomas et al., 1973). Ils sont composés de boues grises molles et compressibles (argile silteuse ou argile), souvent à bandes noires qui disparaissent rapidement au contact de l'air (Lewis et McNeely, 1967; Thomas et al., 1973). À la base des boues postglaciaires, des discordances et des placages enfouis de sédiments d'eau peu profonde témoigne d'anciens bas niveaux lacustres dans chacun des bassins. Dans la partie ouest du lac Érié, des débris végétaux marquent la discordance d'un paléo-niveau à environ 30 m sous le niveau actuel du lac; cette discordance est datée à environ 12 650 ± 170 BP (I-4040; tableau 4-3).

Les zones d'eau peu profonde sont caractérisées par des placages de sable, de gravier et de coquilles de quelques centimètres d'épaisseur; les accumulations sont plus épaisses près des crêtes morainiques submergées (Lewis et al., 1966; Wall, 1968; Coakley et Lewis, 1985) et proviennent du délavage par les vagues des matériaux glaciaires plus grossiers. Coakley (1976) croit que le saillant triangulaire de la pointe Pelee résulte du remaniement de la moraine lacustre transversale de Pelee-Lorraine par les eaux du lac Érié, en hausse depuis 4 ka environ. Les crêtes de sable entourent un marécage et reposent sur une plate-forme de till superposée sur la crête morainique.

L'étude de la composition isotopique du carbone et de l'oxygène dans les coquilles de mollusques et d'ostracodes fossiles trouvées dans les sédiments du lac Érié (Fritz et

al., 1975) a permis de déceler les changements hydrologiques survenus dans le bassin. L'histoire paléomagnétique des sédiments lacustres a également été étudiée. Mothersill et Brown (1982) de même que Creer et Tucholka (1982) ont mis en évidence des variations cycliques de l'inclinaison et de la déclinaison magnétiques qui, une fois étalonnées grâce à la palynostratigraphie et à la datation au ^{14}C, pourraient servir à des fins de corrélation et de datation.

L'histoire sédimentaire des petits lacs intérieurs est moins bien connue que celle des Grands Lacs même s'ils sont davantage en contact avec l'activité humaine. Ils contiennent également d'importants témoins de l'histoire postglaciaire. Les petits lacs sont généralement peu profonds, et leur histoire est souvent étroitement liée à celle des lacs des milieux palustres, car l'accumulation de matières organiques les transforment souvent en tourbières ou en marais. Toutefois, la description qui suit s'attache surtout aux sédiments inorganiques.

Très peu d'études ont été publiées sur les sédiments des petits lacs; cependant, deux types de sédiments lacustres ont suscité de l'intérêt: les boues laminées et les marnes. Tippett (1964) a étudié les lacs de l'est de l'Ontario dans lesquels il y a eu formation de sédiments rubanés et, grâce à l'étude détaillée des microfossiles, il a reconnu un cycle annuel de sédimentation. Les lits clairs sont riches en carbonates, et les lits foncés, en débris organiques. Boyko-Diakonow (1979; voir aussi McAndrews et Boyko-Diakonow, 1989) a identifié une stratification similaire au lac méromictique Crawford près de Hamilton, corrélée avec les données palynologiques.

Plusieurs lacs à dépôts marneux près de Kingston ont fait l'objet de thèses, et Vreeken (1981) a résumé une partie de ces travaux. Les marnes sont déposées dans les zones de till riche en carbonates ou de substratum calcaire, au-dessus de l'argile lacustre. En général, l'accumulation de la marne a commencé au début du postglaciaire et s'est terminée il y a plus de 8 ka dans les hautes terres, et il y a de 2 à 6 ka dans les basses terres. L'accumulation des marnes était liée à la pédogenèse et a souvent été suivie de la formation de tourbe ou de sol organique. Le taux moyen d'accumulation était de l'ordre de 4 cm par siècle, l'épaisseur des sédiments pouvant atteindre environ 3 m.

Lewis (1969, 1970) a étudié plusieurs petits lacs dans l'île Manitoulin, afin d'évaluer les effets du relèvement isostatique et de la transgression Nipissing sur la sédimentation. Les lacs choisis se trouvaient près du niveau de la phase Nipissing; des séquences petit lac-grand lac-petit lac y ont permis d'évaluer à environ 5 ka l'âge de la phase Nipissing et à environ 3 mm par an le taux de relèvement depuis 5 ka.

La paléontologie et notamment la palynologie de plusieurs lacs ont été étudiées, mais seuls quelques rapports ont été publiés, par exemple, ceux de Karrow et al. (1975) et de Mott et Farley-Gill (1978); bon nombre de thèses ont aussi été écrites à ce sujet. Les ouvrages publiés ont pour objet principal l'étude paléo-écologique des lacs et les résultats seront décrits au chapitre 7 du présent volume.

Dépôts glaciaires

Les dépôts glaciaires comprennent les sédiments formés en association directe avec les glaciers, ainsi que ceux déposés par les eaux de fonte, notamment les sédiments fluvioglaciaires et glaciolacustres. La limite entre les dépôts glaciaires et les dépôts non glaciaires est arbitraire, et bien souvent l'origine glaciaire des dépôts doit être établie par déduction. Il existe également des limites graduelles entre les dépôts glaciaires, fluvioglaciaires et glaciolacustres, et l'interprétation des milieux de sédimentation associés à certains matériaux a provoqué de vives discussions. Dans cette description régionale, le till est simplement défini comme étant un matériau que l'on croit avoir été déposé par la glace; le mot till est utilisé dans un sens général et comprend tous les faciès du till, peu importe leur mode d'accumulation.

Les dépressions des Grands Lacs ont favorisé le développement de grands lobes glaciaires dans chaque bassin (fig. 4-6). Les axes des lobes Huron, Érié et Ontario se trouvaient à proximité de l'actuelle frontière internationale et il en résulte qu'environ la moitié seulement des dépôts de chaque lobe se trouve au Canada. La présence de la frontière internationale a renforcé l'effet de barrière naturelle créée par les nappes d'eau et freiné la corrélation et la comparaison des dépôts de part et d'autre de chaque lobe. Toutefois, l'étude de l'histoire des lacs glaciaires a eu cet avantage d'unifier les études effectuées des deux côtés de la frontière.

Dans le sud de l'Ontario, les glaces ont d'abord envahi les grands bassins lacustres, puis ont débordé jusqu'à encercler presque complètement les hautes terres de la péninsule, formant ainsi l'« Île d'Ontario » de Taylor (1913). Lors du retrait glaciaire, les moraines prennent une disposition plus ou moins concentrique. Bien qu'en général, les glaciers ont traversé la région des Grands Lacs vers le sud-ouest, les formes de relief et la fabrique des tills révèlent que, localement, la glace ne s'écoulait dans cette direction qu'au nord de la Moraine d'Oak Ridges, au sud-ouest de la baie Georgienne et dans la péninsule de Niagara. La glace s'est déplacée vers l'est ou le sud-est à partir du bassin du lac Huron, vers le nord, le nord-ouest et l'ouest à partir du bassin du lac Ontario, et vers le nord-ouest à partir du bassin du lac Érié.

La direction de l'écoulement glaciaire est indiquée par les stries glaciaires sur le substratum, par l'orientation des drumlins, des moraines fuselées, des eskers, des moraines frontales, des versants juxtaglaciaires des kames et des cônes fluvioglaciaires ainsi que par les fabriques du till. La provenance des dépôts glaciaires, notamment du till, a fait l'objet de nombreuses études minéralogiques, notamment des minéraux lourds et des carbonates; elles ont fourni des données générales sur les directions d'écoulement glaciaire. Peu de bons traceurs lithologiques ont été identifiés; toutefois, les dépôts du lobe glaciaire du lac Ontario contiennent du marbre précambrien de Grenville et du grès cambrien de Potsdam, tandis que les dépôts des lobes du lac Huron et de la baie Georgienne contiennent des quantités importantes de quartzite et de conglomérat (tillite et jaspe) huroniens (précambriens). Néanmoins, les mélanges lithologiques dans les zones interlobaires rendent difficile la distinction des dépôts des différents lobes.

Till

L'étude de la stratigraphie du Quaternaire de cette région a été axée davantage sur les tills que sur les autres types de dépôts, puisque les tills sont abondants et étendus, qu'ils représentent un indicateur climatique important et que leurs caractéristiques relativement constantes per-

Tableau 4-4. Classification des tills du sud de l'Ontario selon le lobe glaciaire d'origine, la texture et les moraines frontales associées.

Lobe	Till (référence)	Texture	Moraines frontales associées
Lac Érié	Bradtville inférieur	sableuse	-
	Bradtville supérieur (Dreimanis et al., 1966)	argileuse	-
	Dunwich (deVries et Dreimanis, 1960)	sableuse	-
	Canning (Karrow, 1963)	argileuse	-
	Catfish Creek (deVries et Dreimanis, 1960)	sableuse	-
	Maryhill (Karrow, 1974)	argileuse	Breslau
	Port Stanley (deVries et Dreimanis, 1960)	argileuse, sableuse	Blenheim, Ingersoll, Westminster, St. Thomas, Norwich, Tillsonburg Courtland, Maybee
	Wentworth (Karrow, 1959)	sableuse	Paris, Galt, Moffat
Lac Ontario	York (Terasmae, 1960a)	silteuse	-
	Sunnybrook (Terasmae, 1960a)	argileuse	
	Seminary (Karrow, 1967)	silteuse	-
	Meadowcliffe (Karrow, 1967)	argileuse	-
	Halton (Karrow, 1959)	silteuse	Port Maitland, Crystal Beach, Fort Erie, Niagara Falls, Vinemount, Waterdown, Trafalgar
Lac Huron-Baie Georgienne	Stirton (Karrow, 1974)	argileuse	-
	Tavistock (Karrow, 1974)	silteuse	-
	Mornington (Karrow, 1974)	argileuse	Macton
	Stratford (Karrow, 1974)	silteuse	Gadshill
	Wartburg (Karrow, 1977)	argileuse	Milverton
	Elma (Karrow, 1974)	sableuse	-
	Rannock (Karrow, 1974)	silteuse	Michell, Dublin, Lucan, Seaforth, Centralia
	St. Joseph (Cooper et Clue, 1974)	argileuse	Wyoming, Banks
Lac Simcoe	Bogarttown (Gwyn, 1972)	silteuse	-
	Newmarket (Gwyn, 1972)	sableuse	Singhampton, Gibraltar
	Kettleby (Gwyn, 1972)	argileuse	-

mettent de s'en servir comme repère stratigraphique sur de grandes distances. Cette constance des caractéristiques sédimentologiques des tills est attribuable à l'uniformité des formations rocheuses sub-horizontales et à l'homogénéisation des dépôts durant le transport glaciaire.

Le mélange complexe de matériaux dans les tills a favorisé le développement de différentes méthodes d'analyse. La texture est décrite presque universellement sur le terrain et raffinée en laboratoire. Les nappes de till se reconnaissent aussi à d'autres propriétés observées sur le terrain, notamment la couleur, la présence de fentes de dessiccation, la pierrosité, la fabrique et les figures d'érosion (Karrow, 1974); la lithologie des galets, les carbonates de la matrice, la composition des minéraux lourds, les éléments traces et les propriétés géophysiques fournissent d'autres renseignements utiles pour les études de corrélation et de provenance (Dreimanis, 1961). La détermination de la stratigraphie de la région étudiée ici dépend largement de ces données; Karrow (1976) a examiné l'évolution de ces travaux.

Malgré des modèles de dispersion souvent complexes, il est possible de présenter quelques généralisations et de donner des exemples de tendances et de variations. Les glaciers ont transporté des débris du Bouclier canadien jusque dans le sud de l'Ontario, créant un « till parental » à texture grossière (Scott, 1976), généralement dépourvu de carbonates et contenant un cortège de minéraux lourds caractéristiques de diverses parties du Bouclier canadien (Gwyn et Dreimanis, 1979). Les minéraux lourds sont donc utiles pour distinguer les tills des différents lobes. La susceptibilité magnétique, qui dépend de la quantité de minéraux magnétiques, l'est également, mais elle devient de moins en moins caractéristique plus on s'éloigne du Bouclier canadien (Gravenor et Stupavsky, 1974).

Après que la glace eut chevauché les roches paléozoïques, le till est devenu plus silteux à cause de l'incorporation des carbonates et des fragments clastiques fins (Dreimanis, 1961); la teneur en carbonates a augmenté dans toutes les fractions granulométriques, pour atteindre de 30 à 50 % dans la matrice. Le broyage des minéraux produit des fractions limites, soit du silt grossier dans le cas de la dolomite et du silt fin dans le cas de la calcite (Dreimanis et Vagners, 1971). Il en résulte que ces fractions granulométriques abondent dans les tills des basses terres du Saint-Laurent. Les tills argileux, comme le Till de Port Stanley du lobe du lac Érié, sont vraisemblablement le fruit de l'incorporation d'argiles lacustres durant l'avancée des glaces sur les plaines de lacs proglaciaires (Dreimanis, 1961). Sur le flanc nord du lobe du lac Érié, la glace s'est avancée sur le substratum et les dépôts fluvioglaciaires, déposant un faciès sableux du Till de Port Stanley près de Kitchener (Karrow, 1974). L'incorporation du Till de Catfish Creek sous-jacent, à texture grossière, a créé une zone périphérique grossière dans le Till de Tavistock (Cowan, 1978); inversement, l'incorporation des tills argileux de Wartburg et de Mornington (Cowan, 1979) a fait décroître la granulométrie du Till d'Elma près de sa bordure (Karrow, 1977).

La texture des tills dans le sud de l'Ontario varie de pierreuse et sableuse à argileuse (Dreimanis, 1961; Karrow, 1974). Comme le montre le tableau 4-4, chacun des lobes a déposé des tills aux textures variées. Cependant, la texture grossière du Till de Catfish Creek du Stade de Nissouri fait nettement contraste avec la texture fine du

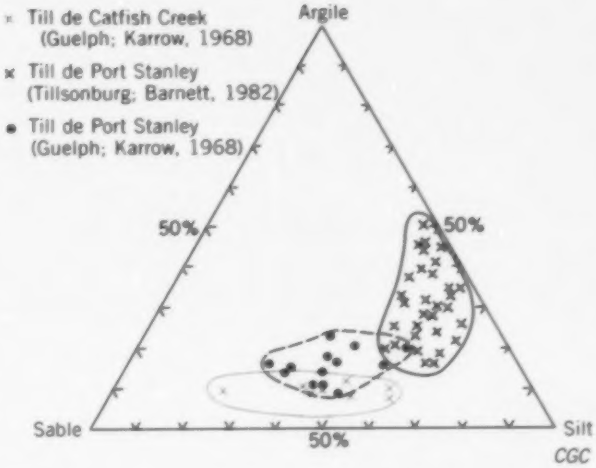


Figure 4-17. Textures typiques du till; le Till de Catfish Creek date du Stade de Nissouri et le Till de Port Stanley, du Stade de Port Bruce.

Till de Port Stanley du Stade de Port Bruce; ce contraste est attribué à une réavancée glaciaire sur des sédiments glaciolacustres lors du Stade de Port Bruce (fig. 4-17). Un changement corrélatif est reconnu partout dans la région des Grands Lacs (Bleuer, 1974; Schneider, 1983).

La genèse du till dans le sud de l'Ontario a récemment fait l'objet d'études plus détaillées. Bien que Dreimanis (1982a) ait classé et défini plusieurs types génétiques de till, les chercheurs ne s'entendent pas encore sur les critères à utiliser pour reconnaître ces tills sur le terrain. Les études de plus en plus nombreuses portant sur la sédimentologie des glaciers actifs ont renouvelé l'interprétation des observations de terrain et ont entraîné l'adoption de nouvelles méthodes et de nouveaux points de vue. Le rôle de l'eau dans la sédimentation de plusieurs tills de la région des Grands Lacs est encore très controversé. Dreimanis (1982b) a décrit des indices qui lui font croire que le faciès stratifié du Till de Catfish Creek observé le long du lac Érié comprend à la fois du till flué subaquatique et du till de fusion basale. Eyles et Eyles (1983) et Eyles et Westgate (1987) ont décrit les structures sédimentaires et la faune fossile des dépôts de la falaise Scarborough et ont conclu que les trois unités inférieures de till ont été déposées par de la glace flottante et qu'un glacier ancré n'a pas couvert la région. Cette conclusion va à l'encontre d'autres données relatives à la provenance, et les chercheurs ne s'entendent pas encore sur la signification relative des diverses observations de terrain. Sharpe et Barnett (1985) ont présenté d'autres données et une interprétation qui s'oppose à celle d'Eyles et Westgate.

Les tills sont très répandus en surface dans le sud de l'Ontario, où ils forment des plaines (ondulées à planes, fuselées, drumlinisées) et des moraines frontales. Les séquences stratigraphiques sont souvent dominées par le till; le substratum pouvant être recouvert par une seule nappe de till (Till de Halton sur le Shale de Queenston; Karrow, 1987) ou des séries de plusieurs nappes de till. Westgate et Dreimanis (1967) ont reconnu neuf tills superposés dans une carrière, près de Woodstock. Le till affleure

sur de vastes étendues au fond des Grands Lacs, notamment dans les zones peu profondes où les courants empêchent l'accumulation de sédiments. Les tills représentent parfois les sédiments les plus anciens dans les carottes prélevées au fond des lacs, où ils sont sous-jacents aux sédiments glaciolacustres et postglaciaires; toutefois, on connaît mal la distribution des diverses nappes de till sous les lacs.

L'épaisseur des nappes de till varie normalement de 2 à 6 m mais peut atteindre 20 m ou plus, notamment dans les drumlins, dans les vallées enfouies et dans les moraines frontales. On sait qu'il existe des lacunes dans les nappes de till enfouies, mais peu de ces lacunes ont pu être documentées (le Till de Catfish Creek est absent à la coupe de l'Interstade d'Innerkip; Cowan, 1975). Les tills superficiels comportent aussi quelques fenêtres dans lesquelles affleurent des tills enfouis (par ex., le Till de Maryhill qui affleure dans le Till de Port Stanley, dans la Moraine de Breslau, Karrow, 1968; le Till de Catfish Creek qui affleure dans le Till de Tavistock au nord de Woodstock, Cowan, 1975; Karrow, sous presse).

Le substratum rocheux est généralement compétent et semble avoir subi très peu de déplacements et de déformations glacitectoniques. Bien qu'il puisse être déformé sur 1 ou 2 m sous le till, notamment dans le cas de shales, les contacts entre le till et le substratum sont normalement francs. Des dalles et des blocs rocheux sont fréquemment observés à l'aval glaciaire des escarpements, par exemple dans la Moraine de Dummer en aval de l'escarpement ordovicien, et à l'ouest de l'escarpement du Niagara.

Dépôts fluvioglaciaires

Normalement, les dépôts fluvioglaciaires se reconnaissent à leur morphologie et, dans une moindre mesure, à leur structure interne; ils sont classés en dépôts juxtaglaciaires, comme les eskers, les kames et les remplissages de crevasses, et en dépôts fluvioglaciaires, comme les cônes d'épandage, les plaines d'épandage ou sandurs, et les terrasses.

Les dépôts juxtaglaciaires sont souvent blocailleux et présentement de brusques variations de tri, de texture et de stratification; ils ont parfois des pentes marginales abruptes qui représentent la forme du front glaciaire au moment de la sédimentation. Des lentilles de till peuvent se trouver à l'intérieur ou au sommet des sédiments déposés dans l'eau. La présence de failles indique qu'il y a eu effondrement au-dessus d'anciens culots de glace. Très peu de travaux ont porté sur la sédimentologie des dépôts juxtaglaciaires; Saunderson a étudié l'esker de Brampton (1975, 1976, 1977a) et celui de Guelph (1977b), Martini (Sanford et al., 1972), le cône fluvioglaciaire de la terrasse de kame de Campbellville, et Sharpe (1982), le delta de kame d'Allan Park. La plupart de ces dépôts se sont vraisemblablement accumulés au front d'un glacier ou dans un rentrant frontal; on y trouve des coulées de débris, des dépôts de chenaux et de lits anastamosés, et, localement, des indices d'endiguement. La présence de dépôts massifs mal triés dans l'esker de Guelph a permis à Saunderson (1977b) de conclure à des mouvements de masse dans des conditions de pression hydrostatique élevée.

Les dépôts fluvioglaciaires sont plus étendus et uniformes et, bien que plus recherchés pour les granulats que les dépôts juxtaglaciaires, ils sont moins bien connus. Duckworth (1979) a étudié les épandages fluvioglaciaires de la Moraine d'Oak Ridges; il y a mis en évidence une décroissance granulométrique vers l'ouest, corroborée par des indicateurs de paléocourants orientés vers l'ouest, et par le passage des dépôts de type sandur (bancs, chenaux en tresses) vers l'ouest aux sédiments du Lac glaciaire Schomberg. Costello et Walker (1972) ont décrit pour leur part des séquences de silts passant vers le haut à des graviers, qui représentent le remplissage d'un chenal dans un épandage fluvioglaciaire le long de l'escarpement du Niagara. Eynon et Walker (1974) ont étudié à Paris une partie d'un vaste épandage fluvioglaciaire, où ils ont reconnu plusieurs faciès associés à la croissance de bancs dans un cours d'eau fluvioglaciaire anastomosé.

Quelques études ont été faites sur la composition du sable et du gravier, notamment sous l'aspect de leur utilisation comme ressource granulaire. À cet égard, la minéralogie du sable et la lithologie des galets de nombreux dépôts ont été analysées (Hewitt et Karrow, 1963). La composition de ces sédiments est étroitement liée à celle du substratum, et on remarque un changement rapide de composition vers l'aval lorsqu'on franchit un contact géologique. Le chert est l'un des indicateurs les plus évidents. Dans la partie supérieure du bassin versant de la rivière Nith, la glace s'écoulait vers le sud-est, parallèlement au contact siluro-dévonien enfoui et à la formation siliceuse de Bois Blanc. Dans cette région, la teneur en chert des graviers d'esker dépasse souvent 10%. L'influence du contact est observable vers l'aval glaciaire jusqu'à la limite du Till de Tavistock du lobe de la baie Georgienne, à Waterloo, où les sédiments fluvioglaciaires enfouis sont également riches en chert, alors que les dépôts fluvioglaciaires longeant la rivière Grand, à quelques kilomètres à peine à l'est, en sont dépourvus.

Dell (1959) a étudié la minéralogie des sables en relation avec la pédogenèse, et Chapman et Dell (1963) ont conclu que les sables riches en calcite de la plaine de sable de Norfolk, au sud de Brantford, provenaient d'une région située à l'est de l'escarpement du Niagara.

Sédiments glaciolacustres

Les sédiments glaciolacustres sont très répandus, notamment autour des Grands Lacs actuels et dans un grand nombre de bassins sédimentaires plus petits sur les plaines de till; ces sédiments sont également interstratifiés entre les séquences de till. Les sédiments d'eau peu profonde comprennent des sables et des graviers de plage et des nappes de sables littoraux, tandis que les sédiments d'eau profonde sont composés d'argiles et de silts varvés, laminés et massifs. Dans les lacs glaciaires, un niveau de base des vagues, placé hypothétiquement à une profondeur d'environ 10 m, sert de limite approximative entre les deux groupes de sédiments.

Les dépôts de plage forment normalement des levées, des bancs et des cordons de sable et de gravier stratifiés, usés et bien triés. La sédimentologie de ces dépôts a été peu étudiée. Comme ils constituent une ressource granulaire potentielle, leur lithologie, tout comme celle des graviers fluvioglaciaires, présente un certain intérêt. Toutefois, les dépôts de graviers de plage qui ont un volume exploitable ne sont pas nombreux. Des graviers littoraux soulignent les rivages de la plupart des grands lacs glaciaires, notamment les lacs Warren, Algonquin et Nipissing dans les bassins du lac Huron et de la baie Georgienne, les lacs Maumee, Whittlesey et Warren dans le bassin du lac Érié,

et le lac Iroquois dans le bassin du lac Ontario. De grands pouliers et de longues flèches sont des formes majeures à Toronto, Hamilton, Kincardine, Barrie et près de l'embouchure de la rivière Saugeen, où les graviers peuvent atteindre plus de 5 m d'épaisseur et s'étendre sur plusieurs kilomètres. À quelques endroits, des graviers de plage enfouis provenant de lacs glaciaires ultérieurement chevauchés par la glace ont été identifiés (Mörner et Dreimanis, 1973). Les dépôts de plage fournissent des renseignements très précieux sur l'histoire du retrait glaciaire et du relèvement isostatique.

Les sédiments lacustres d'eau profonde se composent surtout de silt et d'argile. Les sédiments varvés ont suscité un intérêt particulier, puisqu'ils servaient de géochronomètre; de toutes les argiles varvées du sud de l'Ontario, celles de Toronto ont été le plus étudiées. Des comptages varvaires ont permis à Antevs (1928) d'établir une corrélation entre les varves de la briqueterie de Don Valley et celles de la falaise Scarborough. Plus récemment, les recherches ont porté sur la sédimentologie et la genèse des varves. Lajtai (1967) et Banerjee (1973) ont relevé de nombreux aspects qui associent la formation des varves de Toronto à des courants de turbidité. Eyles et Eyles (1983) de même que Eyles et Clark (1986) ont décrit des structures associées à l'action des tempêtes, à l'affouillement glaciel, au délestage glaciel, à l'affaissement et à la surcharge dans les sédiments glaciolacustres de la falaise Scarborough.

Les sédiments glaciolacustres sont très répandus sous forme d'unités sub-superficielles interstratifiées avec des tills. Les sables, silts et argiles glaciolacustres, souvent varvés, affleurent dans les falaises littorales du lac Érié (Dreimanis, 1958; Barnett, 1978) et du lac Ontario (Karrow, 1967; Brookfield et al., 1982; Eyles et Eyles, 1983). On en rencontre aussi fréquemment en coupe le long des vallées. Bien que ces dépôts soient généralement non fossilifères, la Formation de Scarborough est une exception importante. Cette dernière est incluse ici parmi les sédiments glaciolacustres parce qu'elle a été vraisemblablement déposée dans un lac dont le niveau était à peu près le même que celui du Lac Iroquois, ce qui exige la présence d'un barrage glaciaire dans la vallée du Saint-Laurent; le lac devait donc être d'origine glaciaire. La Formation de Scarborough comprend quelque 50 m de sables stratifiés reposant sur de l'argile, dans un assemblage deltaïque qui se prolonge sous la plus grande partie de Toronto. Elle contient des fossiles de diatomées (Duthie et Mannada Rani, 1967), de pollen, de débris végétaux (Terasmae, 1960a), de mollusques, d'ostracodes (Poplawski et Karrow, 1981) et d'insectes (Williams et al., 1981) qui indiquent que le climat était plus frais que celui d'aujourd'hui. Les études sédimentologiques ont confirmé l'origine deltaïque des sédiments (Kelly et Martini, 1986): ceux-ci se sont accumulés à l'embouchure d'une grande rivière, vraisemblablement la rivière Laurentienne qui coulait vers le sud à partir de la baie Georgienne. Ce paléo-delta est de taille comparable à celle des deltas actuels du lac Sainte-Claire et du lac Saint-Pierre, dans le réseau du Saint-Laurent.

Des fossiles ont également été trouvés dans les sédiments lacustres tardiglaciaires déposés à bonne distance du front glaciaire et dans des lagunes abritées, derrière les pouliers. Karrow et al. (1972) ont décrit des mollusques provenant des dépôts du Lac Iroquois, dans la partie sud-ouest du bassin du lac Ontario, et Karrow et al. (1975) en ont décrit provenant des dépôts du Lac Algonquin, à la baie Alliston. Les dépôts glaciolacustres plus anciens du Lac Schomberg, au sud de la baie Georgienne, contiennent également des mollusques (Gwyn, 1972), mais ils n'ont pas encore été étudiés. La présence de traces fossiles sur les plans de stratification des argiles varvées est encore plus remarquable. Gibbard et Dreimanis (1978) ont décrit plusieurs espèces sur trois sites dans le sud-ouest de l'Ontario; des pistes sur les plans de stratification des argiles varvées de la briqueterie de Don Valley à Toronto ont été récemment identifiées.

Les argiles et silts glaciolacustres sont largement répandus au fond des Grands Lacs, sous forme de minces placages ou, parfois, de dépôts pouvant atteindre quelques dizaines de mètres d'épaisseur entre les tills et les boues postglaciaires. On les trouve entre 40 et 120 m de profondeur dans le lac Ontario (Lewis et McNeely, 1967); ils sont normalement varvés et plus rigides que les boues postglaciaires sus-jacentes. Dell (1972) a attribué la présence, dans le lac Supérieur, d'argiles glaciolacustres rouges et grises à des différences de substratum et de provenance des débris glaciaires. Tout comme les sédiments lacustres postglaciaires, les sédiments glaciolacustres du fond des Grands Lacs ont été très peu étudiés.

HISTOIRE DU QUATERNAIRE

La stratigraphie du sud de l'Ontario est surtout fondée sur les coupes naturelles des vallées fluviales et des berges des Grands Lacs (à Port Talbot et à Scarborough; fig. 4-3), sur les coupes artificielles des parois de mines et de carrières (East Zorra), des tranchées de routes (Guelph), de chemins de fer (Woodbridge) et de lignes de métro (Toronto), des excavations creusées pour les travaux de construction (Hamilton), et sur les données de forages géotechniques et stratigraphiques. Malgré le grand nombre de villes dans la région, les géologues n'ont presque jamais l'occasion, hélas, d'étudier les coupes dégagées lors des travaux de construction. Il est déplorable qu'à Toronto, ville reconnue autant pour la richesse de sa stratigraphie que pour la très forte concentration des travaux de construction, il n'existe aucun programme structuré de levés géologiques.

Les données provenant des milliers de puits d'eau et de pétrole qui sont forés chaque année ont beaucoup contribué à définir la topographie du substratum rocheux. Toutefois, les journaux de forage sont peu fiables et ne fournissent que rarement des données utiles sur la stratigraphie du Quaternaire. Les sondages géotechniques le sont davantage, mais ils dépassent rarement 10 à 20 m de profondeur. L'importance des forages stratigraphiques s'est accrue depuis une dizaine d'années, mais le coût de ces travaux limite considérablement le nombre de forages et la densité d'échantillonnage. Les diagraphies géophysiques permettront vraisemblablement de réduire le coût d'échantillonnage à certains endroits (par ex., Eyles et al., 1985; Farvolden et al., 1987).

Jusqu'à présent, le cadre chronologique est fondé presque exclusivement sur la datation au ^{14}C, notamment du bois et de la tourbe; dans le cas des dépôts de l'Interstade de Port Talbot II, la reproductibilité des âges entre 45 et 48 ka est remarquable. Toutefois, le contrôle chronologique de nombreux dépôts attribués au Wisconsinien moyen, entre 70 et 50 ka, est particulièrement frustrant. Bien qu'il soit possible de dater des matériaux de cet âge par la méthode de l'enrichissement isotopique, il est très difficile

d'obtenir des échantillons de qualité suffisante pour procéder aux analyses. L'utilisation d'accélérateurs a considérablement élargi les possibilités de la datation au ^{14}C; on peut maintenant dater de très petits fragments de bois, comme ceux que l'on trouve parfois dans les carottes de forage.

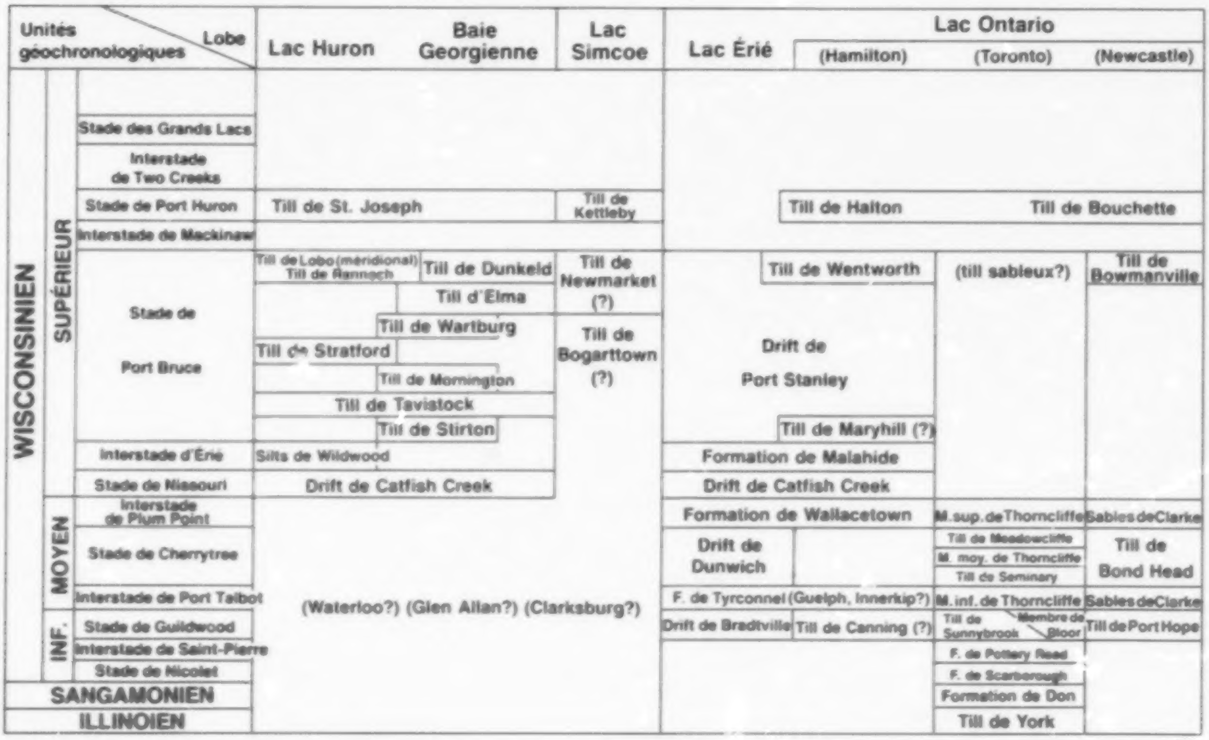
D'autres méthodes de datation, notamment celles fondées sur le déséquilibre U-Th, sur la racémisation des acides aminés et sur la thermoluminescence (Berger, 1984), sont peu applicables dans la région, bien qu'on n'ait pas tiré pleinement partie des deux dernières.

Jusqu'à présent, le contrôle chronologique fondé sur le ^{14}C est limité à certains sites du Wisconsinien moyen dont l'âge varie de 23 à 50 ka et aux sédiments tardiglaciaires et postglaciaires de moins de 13 ka environ. L'intervalle de 13 à 23 ka n'a pas encore été daté, sans doute à cause de l'englacement et l'absence de végétaux. Plus les dépôts du Wisconsinien moyen sont datés, plus l'extension des avancées glaciaires dont l'âge varie entre 45 et 30 ka sera précisée. Il ne faut pas oublier que la chronologie est basée sur la datation de végétaux qui ont vécu dans des conditions non glaciaires. En l'absence générale de matériaux datables dans les dépôts glaciaires, l'âge de la plupart des fluctuations ne peut être établi directement, et les âges qui leur sont attribués sont fondés sur la datation des événements non glaciaires.

Les chercheurs du Midwest américain ont eu une grande influence sur l'évolution de la nomenclature stratigraphique. À la chronostratigraphie de Leighton (1933, 1958), qui avait tenu bon pendant de nombreuses années, Frye et Willman (1960) ont substitué en 1960 un nouveau cadre stratigraphique qui a suscité une divergence d'opinion entre les chercheurs de l'Ontario et ceux des États-Unis et qui a finalement conduit à la classification stratigraphique de Dreimanis et Karrow (1972; fig. 4-18). Mis à part quelques modifications des limites chronologiques et de certains détails, cette classification est encore en usage de nos jours, et c'est elle qui est employée dans le présent texte. Il faut noter cependant que, dans cette classification, le Sangamonien correspond approximativement à l'étage isotopique 5e de la stratigraphie marine, la dernière partie de l'étage 5 faisant ici plutôt partie du Wisconsinien inférieur; ailleurs dans le présent volume, le Sangamonien s'étend à tout l'étage 5.

En général, les noms des unités lithostratigraphiques sont établis conformément à la pratique nord-américaine, qui s'est raffinée au fil des diverses éditions des codes stratigraphiques. En raison de la croissance rapide des travaux de cartographie et de stratigraphie dans les années 60 et 70, c'est le code de 1961 qui a eu le plus d'influence (*American Commission on Stratigraphic Nomenclature*, 1961).

La continuité et l'uniformité des nappes de till ont favorisé la désignation des tills (fig. 4-18); à ce jour, plus d'une vingtaine de tills ont été nommés dans la région. Par contre, il est rarement possible de suivre sur de grandes distances les sédiments lacustres et fluviatiles, et c'est pourquoi n'ont été nommés que ceux dont l'épaisseur, l'étendue, la teneur en fossiles ou l'âge sont remarquables.



CGC

Figure 4-18. Tableau de corrélation pour le sud-ouest de l'Ontario; les unités chronostratigraphiques sont celles de Dreimanis et Karrow (1972).

Les diverses unités sont présentées dans l'ordre stratigraphique.

Pré-Wisconsinien

Dans le sud de l'Ontario, les seuls dépôts connus qui datent d'avant le Wisconsinien se trouvent à Toronto.

Illinoien. Le Till de York (Terasmae, 1960a) est le plus ancien dépôt nommé que l'on trouve à Toronto. Il repose sur du shale ordovicien au centre-ville de Toronto, à Scarborough et à la briqueterie de Don Valley (fig. 4-14, stratotype). À Woodbridge, il repose sur du gravier et du till interstratifiés d'âge inconnu. Les travaux d'excavation effectués au centre-ville (Watt, 1954; Lajtai, 1969) ont mis à jour jusqu'à 6 m de till silteux et argileux riche en shale et jusqu'à 5 m d'argile varvée sus-jacente (le Drift de York de Lajtai, 1969). Environ 5 m de till affleurent également à Woodbridge, mais le till est absent ou a moins d'un mètre d'épaisseur à la briqueterie et à Scarborough. La surface du till à la briqueterie est manifestement une surface d'érosion, puisqu'un pavage de galets la recouvre par endroits. De rares stries sur le shale sous-jacent indiquent que la glace s'écoulait vers l'extérieur du bassin du lac Ontario (Terasmae, 1960a). Bien que l'on n'en connaisse pas l'âge exact, le Till de York date vraisemblablement de l'Illinoien.

Sangamonien. Les sables et les argiles de la Formation de Don, décrite dans la section sur les dépôts non glaciaires, reposent directement sur le Till de York. Malgré une épaisseur maximale de 8 m ou moins, elle forme une nappe de sédiments sous presque toute la région de Toronto. Elle est connue depuis longtemps grâce aux travaux effectués au centre-ville, aux affleurements de la briqueterie de Don Valley (site du stratotype) et, sous le niveau du lac, à la falaise Scarborough (Coleman, 1933; Karrow, 1969). Une unité corrélative pourrait également exister à Woodbridge, où un lit de sable de plusieurs centimètres d'épaisseur repose sur le Till de York et contient un assemblage varié de mollusques.

Les fossiles de la Formation de Don indiquent un climat interglaciaire. Le début de l'interglaciaire n'y semble pas représenté, puisque la base des sédiments qui repose directement sur le Till de York est associée aux conditions les plus chaudes. Les sédiments datent d'environ 125 ka, période la plus chaude de l'Interglaciaire sangamonien. Lorsque se sont accumulés les sédiments fluviolacustres de la Formation de Don, le niveau du lac Ontario se trouvait probablement plusieurs mètres au-dessus du niveau actuel. Les indices d'altération observés à la surface de ces sédiments suggèrent que le niveau du lac s'est abaissé avant l'enfouissement des dépôts (Gray, 1950; Terasmae, 1960a).

Wisconsinien inférieur

La moitié inférieure des affleurements de la falaise Scarborough, stratotype de la Formation de Scarborough (Karrow, 1967; Kelly et Martini, 1986; fig. 4-3), est composée d'environ 50 m de sable reposant sur de l'argile. L'unité, décrite dans la section portant sur les dépôts glaciolacustres, se prolonge également sous une grande partie de la ville de Toronto. Cette masse de sédiments deltaïques a vraisemblablement été déposée par une grande rivière qui servait d'exutoire aux Grands Lacs supérieurs; ce cours d'eau aurait été le dernier à emprunter la vallée Laurentienne, depuis la baie Georgienne jusqu'au lac Ontario. Les nombreux fossiles témoignent d'un climat beaucoup plus froid que celui d'aujourd'hui. Ces sédiments se sont accumulés dans un lac de niveau élevé, ce qui implique que l'avancée glaciaire a obstrué la vallée du Saint-Laurent, obligeant le lac de barrage glaciaire ainsi formé à se drainer par la vallée de la rivière Mohawk, dans l'État de New York. Les datations au ^{14}C n'ont donné que des âges minimaux (tableau 4-3; >54 300 BP, GrN-4817); la Formation de Scarborough date d'environ 100 ka, donc du Wisconsinien inférieur, selon la classification retenue dans ce texte.

La Formation de Pottery Road, dont le stratotype se trouve à la briqueterie de Don Valley (Karrow, 1974), est composée de masses lenticulaires de sables et de graviers fluviatiles emboîtées dans les formations sous-jacentes de Scarborough et de Don. Les mollusques et les vertébrés fossiles éparpillés dans l'unité ne sont pas caractéristiques d'un climat particulier. Les sables de Christie Street (Coleman, 1933) ainsi que les sédiments fluviatiles de la coupe de Dutch Church, à la falaise Scarborough (Churcher et Karrow, 1977) sont mis en corrélation avec l'unité. Ces alluvions, accumulées dans les vallées dans un environnement de haute énergie, indiquent que le niveau d'eau avait baissé dans le bassin du lac Ontario, vraisemblablement parce que le retrait glaciaire avait permis la réouverture de la vallée du Saint-Laurent. Bien que d'âge inconnu, ces dépôts ont été mis en corrélation avec les Sédiments de Saint-Pierre, au Québec, qui datent d'environ 75 ka (Karrow, 1974; Stuiver et al., 1978); il s'agirait donc de sédiments interstadiaires du Wisconsinien inférieur. Comme nous l'avons mentionné, Sharpe et Barnett (1985) interprètent ces dépôts comme étant d'origine subaquatique ou sous-glaciaire et mettent en doute leur corrélation avec l'Intervalle de Saint-Pierre.

Le Till de Sunnybrook repose sur la Formation de Pottery Road (Terasmae, 1960a); ce till et l'argile varvée du Membre de Bloor qui lui est associée constituent le Drift de Sunnybrook (Karrow, 1969). Eyles et Eyles (1983) ont mis en doute l'origine sous-glaciaire de ce dépôt, bien que Sharpe et Barnett (1985) souscrivent à cette interprétation. Peu importe sa genèse, le dépôt représente une avancée glaciaire du Wisconsinien inférieur (Eyles et Westgate, 1987). Cette nappe de sédiments glaciaires se caractérise par un faible rapport des carbonates dans la matrice et par une forte proportion de galets provenant du grès de Potsdam; les carbonates et les galets proviennent des basses terres du Saint-Laurent dans l'est de l'Ontario (Karrow, 1967). Le Till de Sunnybrook est typiquement argileux, bien qu'il soit parfois sableux en raison de l'incorporation du sable de Scarborough sous-jacent. Sa composition est la plus caractéristique des tills de la région de Toronto. On le trouve sur la majeure partie de la falaise Scarborough, dans de nombreuses coupes à l'intérieur de vallées, dans les excavations creusées au centre-ville et dans la tranchée de Woodbridge. Ce till a normalement une épaisseur de 6 à 9 m environ mais peut être beaucoup plus épais dans les dépressions des unités sous-jacentes. Sa forte teneur en argile, l'argile varvée qui lui est associée et certaines structures sédimentaires mettent en évidence une avancée glaciaire suivie d'un retrait dans un lac glaciaire occupant le bassin du lac Ontario.

Les dépôts corrélatifs sont peu nombreux ailleurs en Ontario, en partie parce que les vallées ne s'encaissent que rarement sous la base des dépôts du Wisconsinien supérieur. Le Drift de Bradtville (Dreimanis, 1964), qui date

vraisemblablement du Wisconsinien inférieur, pourrait être corrélatif du Drift de Sunnybrook. Le Drift de Bradtville est défini par forage à Port Talbot, où deux unités de till situées sous le niveau du lac Érié sont surmontées des sédiments de l'Interstade de Port Talbot. Le Till de Canning (Karrow, 1987; sous presse), qui affleure le long de la rivière Nith en aval de New Hamburg, pourrait être du même âge, mais aucun dépôt organique ne permet de le vérifier. Selon Brookfield et al. (1982), le till inférieur de la falaise du lac Ontario à Newcastle et le Till de Sunnybrook pourraient être corrélatifs. Dans de nombreux forages, des tills reposent sous des dépôts attribués ou attribuables au Wisconsinien moyen; quelques-uns de ces tills datent probablement du Wisconsinien inférieur, d'autres pourraient être plus anciens.

Wisconsinien moyen

À Toronto, la Formation de Thorncliffe du Wisconsinien moyen est composée d'argile stratifiée (partiellement varvée), de silt, de sable et, par endroits, de till, d'une épaisseur de 30 m ou plus (Karrow, 1967, 1974). Les sédiments ont une origine en grande partie fluvioglaciaire et glaciolacustre et se sont accumulés dans des lacs proglaciaires occupant le bassin du lac Ontario. L'altitude de ces sédiments implique un barrage glaciaire pratiquement permanent dans la vallée du Saint-Laurent. La présence de deux couches de till dans la falaise Scarborough, soit le Till de Seminary (silteux) et le Till de Meadowcliffe (argileux), suggère que le lobe glaciaire occupant le bassin du lac Ontario ne s'est pas avancé très loin dans les terres au-delà du rivage actuel. À la falaise, ces tills divisent la Formation de Thorncliffe en trois membres. Les membres supérieur et inférieur contiennent des lentilles de tourbe datées respectivement à environ 30 ka et >53 ka; par contre, la Formation de Thorncliffe n'est pas divisée par des tills vers l'intérieur des terres. Au moins une partie de cette unité se prolonge vraisemblablement jusqu'au cœur de la Moraine d'Oak Ridges, au nord de Toronto, où est en corrélation avec une partie des sédiments de celle-ci. Eyles et Eyles (1983), Eyles (1987) et Eyles et Westgate (1987) attribuent à ces tills une origine lacustre, tandis que Sharpe et Barnett (1985) leur attribuent une origine glaciaire. Brookfield et al. (1982) ont reconnu dans la falaise de Newcastle un till qui pourrait être équivalent.

Plusieurs dépôts interstadiaires (fig. 4-13), la plupart de moins de 6 m d'épaisseur, datent du Wisconsinien moyen dans le sud-ouest de l'Ontario. Ils indiquent que les sédiments du Wisconsinien moyen sont largement répandus, sous forme de nappes minces et discontinues, de lentilles ou de remplissages plus épais dans les vallées enfouies. La présence de sédiments fluviatiles, lacustres et palustres indique que la majeure partie du sud de l'Ontario était déglacée pendant presque tout le Wisconsinien moyen. Les assemblages de fossiles indiquent un climat frais et une végétation boréale. Dans le bassin du lac Érié, certains dépôts glaciaires attribués au Wisconsinien moyen font conclure à de brèves avancées glaciaires. La coupe de Port Talbot laisse voir des intervalles d'amélioration climatique et de retrait glaciaire, soit le Port Talbot I (âge inconnu), le Port Talbot II (46 ka) et le Plum Point (25 ka) (Dreimanis et al., 1966); ailleurs, des zones organiques simples, non datées ou d'âge ^{14}C minimum, ont été attribuées au Wisconsinien moyen.

Wisconsinien supérieur

Le Wisconsinien supérieur est généralement bien représenté dans presque tout le sud de l'Ontario. L'activité glaciaire y a dominé, la plus ancienne avancée ayant chevauché les sédiments organiques enfouis de la gorge de St. Davids, près de Niagara Falls, un peu après 22 800 BP (Hobson et Terasmae, 1969; GSC-816, tableau 4-3).

Stade de Nissouri

Le début du Stade de Nissouri est marqué par l'avancée glaciaire majeure qui a débordé des bassins des Grands Lacs jusqu'à la limite de la glaciation du Wisconsinien supérieur; il est représenté dans le sud-ouest de l'Ontario par le Till de Catfish Creek (deVries et Dreimanis, 1960). Le Drift de Dunwich, auparavant attribué au Wisconsinien moyen, constituerait plutôt l'unité inférieure du Stade de Nissouri dans le bassin du lac Érié (Dreimanis, 1987). Le Drift de Southwold, que l'on attribuait également au Wisconsinien moyen, est maintenant considéré comme faisant partie du Drift de Catfish Creek (Dreimanis et Barnett, 1985). Certains tills sous-jacents au Till de Catfish Creek dans la région de Kitchener pourraient représenter des fluctuations glaciaires plus précoces du Stade de Nissouri, mais ils pourraient aussi être beaucoup plus âgés (Cooper, 1975). Le Till de Catfish Creek contient des fragments de bois provenant des dépôts sous-jacents de l'Interstade de Plum Point; il repose sous les argiles de l'Interstade d'Érié ou sous le Till de Port Stanley, dérivé de ces argiles. La glace qui a déposé le Till de Catfish Creek était caractérisée par des conditions dynamiques variables, incluant un écoulement régional vers le sud-ouest pendant le maximum glaciaire et des écoulements lobaires ultérieurs, périphériques aux grands bassins lacustres (voir le front glaciaire de 18 ka, carte 1703A). À de nombreux endroits, ce till représente l'unité stratigraphique inférieure des coupes sur les versants des vallées, et la base de la stratigraphie visible. Dans de petites zones près de Woodstock, il forme le till en surface et ne semble pas avoir été recouvert par les avancées glaciaires ultérieures. Comme l'ont noté Cowan (1978) et la plupart des autres chercheurs, ce till possède des caractéristiques remarquablement uniformes dans une grande partie du sud-ouest de l'Ontario et peut souvent servir de lit repère dans les séquences de tills. Il est pierreux, sableux à silteux, très dur (le « hard pan » des puisatiers), avec un faible rapport calcite-dolomite.

Interstade d'Érié

Après la mise en place du Till de Catfish Creek, le front glaciaire s'est retiré au moins jusqu'à l'extrémité est du bassin du lac Érié et loin au nord dans le bassin du lac Huron, pour ensuite réavancer durant le Stade de Port Bruce. Cette période de retrait glaciaire, l'Interstade d'Érié, a été marquée par la sédimentation de vastes dépôts glaciolacustres, de sorte que les tills qui provenaient des bassins durant le stade suivant, celui de Port Bruce, sont argileux ou silteux et souvent interstratifiés de sédiments lacustres. Aucun matériau datable de cet intervalle n'a été encore trouvé, mais on présume que ces tills ont un âge de 16 ka environ (Mörner et Dreimanis, 1973; Sigleo et Karrow, 1977).

Stade de Port Bruce

Les diverses avancées du Stade de Port Bruce ont couvert à nouveau presque tout le sud de l'Ontario. Dans le bassin du lac Érié, l'avancée glaciaire a mis en place un till argileux, le Till de Port Stanley, ainsi que plusieurs couches de till interstratifiées avec des argiles lacustres (Dreimanis et Goldthwait, 1973). Dans le bassin du lac Huron, les glaces ont déposé les tills de Stirton, Tavistock, Mornington, Stratford et Wartburg (Karrow, 1974). Certains de ces tills peuvent résulter de crues glaciaires locales; leur extension latérale est limitée et la période durant laquelle ces nombreuses fluctuations ont eu lieu est courte. Dans la partie centrale de la vallée de la rivière Grand, le Till de Maryhill (argileux) et le Till de Port Stanley (sableux) sont du même âge que les tills du lobe du lac Huron (fig. 4-18). Plus tard, durant le Stade de Port Bruce, le lobe de la baie Georgienne s'est séparé du lobe Huron et a déposé le Till d'Elma, tandis que le lobe du lac Huron déposait le Till de Rannoch (silteux), et le lobe des lacs Ontario et Érié, le Till de Wentworth (fig. 4-18); ces tills sont les derniers à avoir été déposés avant le retrait glaciaire majeur qui a suivi.

Les fluctuations du retrait glaciaire durant le stade de Port Bruce ont formé plusieurs grandes moraines, disposées de façon concentrique autour de l'« Île d'Ontario » (Taylor, 1913), première région déglacée dans la partie centrale du sud-ouest ontarien. Des crêtes morainiques, identifiées sous le lac Érié, suggèrent une certaine corrélation avec les moraines d'âge similaire en Ohio et dans l'État de New York (Sly et Lewis, 1972). Les études sédimentologiques entreprises par Barnett (1984) et par Sharpe et Barnett (1985) mettent en évidence la complexité des interactions des marges glaciaires en fluctuation et des lacs proglaciaires occupant le bassin du lac Érié pendant la formation de certaines de ces moraines, comme le montrent les coupes dans la falaise de la rive nord du lac Érié.

Durant les fluctuations du Stade de Port Bruce, les différents petits lacs glaciaires endigués au front des glaciers se sont fusionnés pour former de grands lacs régionaux. Le Lac Maumee (fig. 4-19a), le premier du genre à s'étendre au sud de l'Ontario, s'est formé dans le bassin du lac Érié vers 14 ka; des exutoires s'écoulaient vers l'ouest dans l'Indiana et le Michigan et peuvent être corrélés aux trois phases du Lac Maumee (Hough, 1963). En Ontario, les rivages du Lac Maumee sont limités à la région entre London et Tillsonburg (Barnett, 1982).

Au cours des quelques milliers d'années suivants, un ensemble complexe de lacs glaciaires s'est formé dans les bassins des Grands Lacs (fig. 4-19). Bien que cet intervalle de temps soit relativement court, l'histoire de ces lacs a retenu l'attention de certains des plus grands géologues de chaque génération. Leur évolution est étroitement liée aux fluctuations de l'inlandsis en retrait, et c'est au cours de cette période que s'est formée la plus grande partie du paysage actuel. Les preuves d'anciens niveaux lacustres soulevés ont été mises en évidence dès le début du XIX^{e} siècle, et certaines de ces nappes d'eau ont été nommées vers la fin du même siècle; plusieurs exutoires ont été identifiés à la même période. Il est impossible de présenter ici tous les détails de cette étude complexe, mais le lecteur pourra se reporter aux ouvrages classiques de Leverett et Taylor (1915) et de Hough (1958), ainsi qu'aux sommaires plus récents de Prest (1970), de Fullerton (1980) et de Karrow et Calkin (1985).

Interstade de Mackinaw

À mesure que la glace se retirait dans les bassins des lacs Érié et Huron, de nouveaux exutoires de plus en plus bas s'ouvraient à l'est, entraînant la chute des niveaux des lacs proglaciaires. À cette époque, le bassin du lac Ontario était au moins partiellement déglacé. D'après l'étude de quelques rares sites, l'Interstade de Mackinaw date d'un peu plus de 13 ka et se caractérisait par un climat plus doux. En outre, Warner et Barnett (1986) ont signalé la présence de débris végétaux à peu près de cet âge dans les falaises du centre nord du lac Érié. D'importantes masses de sédiments fluvioglaciaires et glaciolacustres se sont accumulées dans la Moraine d'Oak Ridges entre les lobes des lacs Ontario et Simcoe, et l'avancée glaciaire suivante, la dernière à avoir chevauché cette moraine (Duckworth, 1979), lui a ajouté des dépôts additionnels. Le climat devait être très rude à cette époque; Morgan (1972, 1982) a trouvé des traces de sols structurés ou polygonaux associés à un pergélisol qui était apparemment déjà disparu vers 13 ka (fig. 4-20).

Stade de Port Huron

La réavancée glaciaire subséquente, celle du Stade de Port Huron, a été un événement marquant dans la partie centrale des Grands Lacs; la moraine massive de Port Huron au Michigan et les moraines de Wyoming-Banks en Ontario marquent la limite d'extension du lobe du lac Huron (fig. 4-19b). Le lobe du lac Érié n'atteint que l'extrémité est du bassin, par suite d'un débordement du lobe du lac Ontario vers le sud, au-delà des escarpements du Niagara et d'Onondaga (Barnett, 1979). Plusieurs petites moraines ont été formées dans la péninsule de Niagara et au nord de Hamilton, le long de l'escarpement du Niagara. Cette avancée daterait d'environ 13 ka (Dreimanis et Goldthwait, 1973). L'avancée des lobes des lacs Huron et Ontario a encore une fois obstrué les axes de drainage vers l'est, créant plusieurs lacs glaciaires dans les bassins. L'un des principaux lacs glaciaires du bassin du lac Érié, le Lac Whittlesey, est associé à cette réavancée; ce lac, dont le niveau était plus bas que les niveaux du Lac Maumee, se prolongeait jusque dans la partie sud du bassin du lac Huron. Le lac Whittlesey a été suivi de près dans le temps par trois phases du Lac Warren, dont le niveau était encore plus bas et dont les lignes de rivage sont distinctes au nord, dans le bassin du lac Huron, sur la marge ouest de la Moraine de Wyoming. Les lignes de rivage beaucoup plus ténues des lacs Grassmere et Lundy sont les plus tardives (Calkin et Feenstra, 1985). La plupart des ces lacs ont utilisé divers exutoires traversant le Michigan.

Interstade de Two Creeks

Vers 12,5 ka, les lobes étaient encore une fois en retrait et l'ouverture de nouveaux exutoires à l'est a entraîné l'abaissement des eaux dans le bassin du lac Érié jusqu'à des niveaux très bas. Ce qui constitue aujourd'hui la partie occidentale peu profonde du bassin du lac Érié était à cette époque presque entièrement émergé; les marécages qui s'y étaient formés ont par la suite été submergés à cause du relèvement isostatique de l'exutoire près de Buffalo, dans l'État de New York (Lewis et al., 1966). Entre temps, le retrait du lobe du lac Huron a créé un Lac Algonquin ancien qui drainait peut-être au début le bassin du lac Érié, dont l'exutoire était situé à Chicago. Avec le retrait

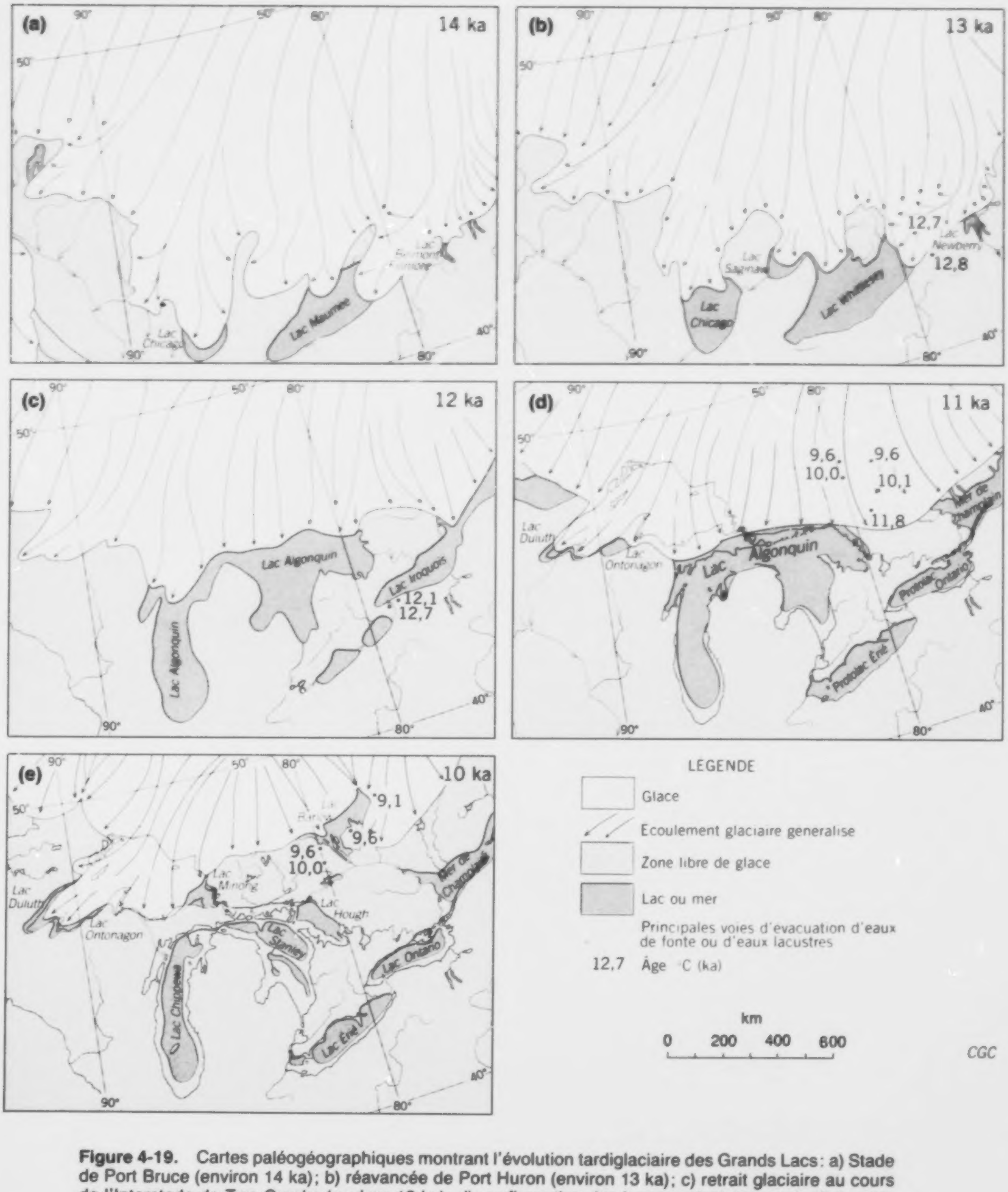


Figure 4-19. Cartes paléogéographiques montrant l'évolution tardiglaciaire des Grands Lacs: a) Stade de Port Bruce (environ 14 ka); b) réavancée de Port Huron (environ 13 ka); c) retrait glaciaire au cours de l'Interstade de Two Creeks (environ 12 ka); d) configuration des lacs proglaciaires et de l'inlandsis (environ 11 ka) peu avant l'ouverture de l'exutoire de North Bay; et e) Grands Lacs peu après l'ouverture de l'exutoire de North Bay et peu avant le maximum de l'avancée glaciaire de Marquette, dans le bassin du lac Supérieur (environ 10 ka).

de la glace au nord de l'escarpement du Niagara, dans la région méridionale de la baie Georgienne, et la déglaciation de la vallée de la rivière Trent (exutoire de Fenelon Falls du Lac Algonquin), une phase de bas niveaux lacustres s'est établie vers 12 ka; le Lac Algonquin se déversait alors vers l'est dans le vaste Lac Iroquois; ce lac proglaciaire occupait alors le bassin du lac Ontario (fig. 4-19c; Karrow et al., 1961). Le Lac Iroquois s'est formé après que le retrait du lobe du lac Ontario eut libéré l'exutoire de la vallée de la rivière Mohawk à Rome, dans l'État de New York (Muller et Prest, 1985). Cet exutoire a dû être relativement stable pendant une longue période, puisqu'un rivage bien marqué s'est formé tout autour du bassin, sauf au nord-est.

Ces événements correspondent approximativement à la formation du lit forestier bien connu de Two Creeks, dans le bassin du lac Michigan (Broecker et Farrand, 1963); aucun dépôt équivalent n'a été trouvé en Ontario. La réavancée subséquente du lobe du lac Michigan, celle de Two Rivers, a été cartographiée dans tout le Michigan (Burgis et Eschman, 1981) mais n'a pas été identifiée en Ontario.

Lorsque le front glaciaire s'est retiré du versant nord des Adirondacks, le Lac Iroquois s'est vidé par étapes et a atteint un niveau beaucoup plus bas que celui de l'actuel lac Ontario (Anderson et Lewis, 1985). Juste avant la vidange finale, le Lac Iroquois s'étendait vers le nord jusqu'à la vallée de l'Outaouais et vers l'est jusque dans la vallée du haut Saint-Laurent où il rejoignait le Lac glaciaire Vermont, dans la vallée du lac Champlain (Muller et Prest, 1985; fig. 4-19c). L'inclinaison du paléo-rivage du Lac Iroquois, dont l'altitude varie de 110 m à Hamilton à presque 300 m dans le nord de l'État de New York, indique que l'exutoire s'est relevé par compensation glacio-isostatique. Le Lac Iroquois est le lac glaciaire le plus ancien dont les dépôts connus en Ontario contiennent des mollusques (Karrow et al., 1972).

Lors de la déglaciation subséquente, la Mer de Champlain a inondé les parties basses des vallées du Saint-Laurent et de l'Outaouais. Les eaux marines ont peut-être atteint le bassin du lac Ontario (Clark et Karrow, 1984; Pair et al., sous presse), mais elles se seraient vite retirées à cause du relèvement isostatique rapide. Selon Gadd (1980b), une baie de vêlage aurait remonté la vallée de l'Outaouais et permis aux eaux marines d'atteindre Ottawa, pendant qu'une masse glaciaire résiduelle persistait à l'extrémité est du bassin du lac Ontario. C'est la seule façon, selon lui, d'expliquer la présence de coquillages marins datés à 12,7 ka environ dans la région d'Ottawa; l'hypothèse d'une baie de vêlage lui permet de contourner la contradiction posée par plusieurs datations au ^{14}C sur des fragments de bois provenant des dépôts du Lac Iroquois dans le bassin du lac Ontario et qui indiquent qu'un barrage glaciaire dans la vallée du Saint-Laurent a permis au Lac Iroquois de persister au-delà de 12 ka. Karrow (1981b) attribue le manque de fiabilité des datations sur coquilles à la présence de carbone ancien dans l'eau de mer et donne préséance aux datations sur fragments de bois. En outre, la persistance d'une masse de glace résiduelle à l'est de Kingston, comme l'a proposé Gadd pour expliquer les dates plus récentes du Lac Iroquois, va à l'encontre des faits, selon l'auteur. Selon Anderson et al. (1985), qui se sont fondés en grande partie sur des données palynologiques, la Mer de Champlain n'a pas occupé le bassin occidental avant 11,7 ka environ.

Figure 4-20. Sol polygonal formé sur le Till de Port Stanley à Muir, près de Woodstock. La différence d'humidité dans les biseaux de sable pénétrant dans le till souligne le tracé des polygones. (Photo: A.V. Morgan).

Le retrait du front glaciaire principal des régions du lac Huron, de la baie Georgienne et de Muskoka a entraîné le relèvement isostatique de l'exutoire de Kirkfield, ce qui a entraîné la remontée du niveau lacustre dans le bassin du lac Huron, provoquant une transgression vers le sud. Le Lac Algonquin principal (ou récent) a débuté lorsque la remontée des eaux a atteint encore une fois le niveau de l'exutoire de Port Huron, à l'extrémité sud du lac Huron (fig. 4-19d)*. La datation des séquences de sédiments d'embouchure dans des vallées périphériques du lac Huron (Karrow et al., 1975) témoigne de cette transgression et documente l'histoire du lac entre 11,3 et 10,5 ka. L'effet combiné du relèvement isostatique et de la déglaciation d'une série d'exutoires au sud de North Bay marque le début des lacs post-algonquins, alors que les niveaux lacustres s'abaissent en une série de phases identifiées jusqu'au bas niveau du Lac Stanley, dans le bassin du lac Huron (Hough, 1955), et du Lac Hough, dans le bassin de la baie Georgienne (Lewis, 1969). Cet abaissement des niveaux lacustres est à l'origine d'une profusion de formes littorales autour des marges ouest et sud du lac Huron et de la baie Georgienne actuels. Toutefois, il devient très difficile de suivre les lignes de rivage dans la région du bouclier à l'est de la baie Georgienne et au nord du lac Huron. L'exutoire le plus bas de la région de North Bay, celui de Mattawa, s'est ouvert vers 10 ka et se déversait dans la Mer de Champlain en régression dans la vallée de l'Outaouais (Prest, 1970; fig. 4-19e).

Entre temps, dans le bassin du lac Supérieur, le retrait glaciaire a commencé au sud-ouest, près de Duluth, au Minnesota, et s'est poursuivi vers le nord-est. Burwasser (1977) a décrit des fluctuations glaciaires locales près de Thunder Bay; une partie indéterminée mais considérable du bassin du lac Supérieur a vraisemblablement été déglacée avant que n'ait lieu une dernière réavancée rapide de la glace (réavancée de Marquette). Cette réavancée a

*Note du rédacteur: Sur la carte 1703A, le panneau de 11 ka montre un lac post-algonquin plutôt que le Lac Algonquin principal. Ce scénario a été retenu surtout à la lumière de la datation d'un sédiment lacustre basal prélevé au sud-est de Nort Bay, qui donne un âge de 11,8 ka (Harrison, 1972, p. 21). La déglaciation de ce site aurait eu lieu après la phrase principale du Lac Algonquin. Karrow ne reconnaît pas la validité de cet âge.

recouvert presque tout le bassin et s'est arrêtée vers 10 ka sur la marge sud du bassin du lac Supérieur (Farrand et Drexler, 1985). On n'a pas trouvé de marge équivalente en Ontario, mais ces événements se sont produits à peu près en même temps que le retrait de la marge glaciaire jusqu'à proximité de North Bay. Au début, les lacs glaciaires à niveau élevé du bassin du lac Supérieur étaient limités à l'extrémité sud-ouest du bassin, puis ils se sont agrandis à mesure que la glace se retirait; en outre, ces lacs ont cessé de se déverser vers le sud-ouest en direction du Mississippi, pour se déverser vers le sud en direction du bassin du lac Michigan. Le Lac Algonquin a envahi le coin sud-est du bassin du lac Supérieur pendant une courte période; avec l'ouverture des exutoires de North Bay, les niveaux lacustres se sont abaissés en une série de phases. Une haute crête morainique à Gros Cap, au nord-ouest de Sault-Sainte-Marie, a temporairement retenu le Lac Minong dans le bassin du lac Supérieur; le retrait glaciaire post-Marquette a permis au Lac Minong d'envahir tout le bassin. Avec l'ouverture des exutoires du bassin d'Agassiz au nord-ouest du lac Supérieur, d'énormes crues se sont déversées dans le bassin du lac Supérieur et ont érodé par saccades la crête morainique de Gros Cap jusqu'au substratum, donnant ainsi naissance à une phase lacustre de plus bas niveau, celle du Lac Houghton (Farrand et Drexler, 1985).

La déglaciation de la région de North Bay marque la fin de l'histoire glaciaire du sud de l'Ontario. Le soulèvement isostatique résiduel a toutefois continué à se faire sentir et, avec l'exhaussement de l'exutoire de North Bay, les lacs ont recommencé à transgresser vers le sud pour se déverser de nouveau par les exutoires de Port Huron et de Chicago, créant la phase du Lac Nipissing vers 5,5 ka (Lewis, 1969). De riches assemblages de mollusques et de végétaux fossiles abondent dans les dépôts de Nipissing et sous ces derniers, ce qui permet de les distinguer des sédiments stériles du Lac Algonquin au nord, et des dépôts du Lac Algonquin qui contiennent d'autres associations d'espèces plus au sud (Miller et al., 1985). Avec le creusement de l'exutoire de Port Huron, celui de Chicago a été abandonné, de sorte que le niveau d'eau des bassins du lac Huron et de la baie Georgienne a graduellement baissé jusqu'au niveau actuel de 177 m. Dans le bassin du lac Supérieur, la phase de Nipissing a succédé au Lac Houghton; à mesure que le niveau de la phase de Nipissing baissait et que la compensation isostatique relevait le seuil rocheux de Sault-Sainte-Marie, le lac Supérieur s'individualisait à 183 m d'altitude (Farrand et Drexler, 1985). La sédimentation postglaciaire dans les Grands Lacs a été étudiée à l'aide de plusieurs carottages effectués en profondeur; l'étude des milieux terrestres a été effectuée plutôt dans des tourbières et de petits lacs. Ces carottes de sédiments ont fait l'objet d'études palynologiques qui sont décrites ailleurs dans ce volume.

GÉOLOGIE QUATERNAIRE DE LA SOUS-RÉGION DE LA VALLÉE DU SAINT-LAURENT ET DES APPALACHES

S. Occhietti

La sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches est limitée au nord par la Moraine de Saint-Narcisse, au sud par la frontière canado-américaine, à l'ouest par la limite de la Mer de Champlain dans la vallée de l'Outaouais et par l'arche de Frontenac, et à l'est par la vallée du Saguenay. Elle comprend les Appalaches du Québec méridional, les basses terres des vallées de l'Outaouais, du Saint-Laurent et du lac Champlain, en Ontario et au Québec, et la marge sud des Laurentides jusqu'à la Moraine de Saint-Narcisse (fig. 4-1). Les basses terres, regroupées dans ce texte sous le nom de « vallée du Saint-Laurent », occupent la partie centrale de la plate-forme sédimentaire du Saint-Laurent et chevauchent les marges érodées des Appalaches et du Bouclier canadien.

GÉOLOGIE DU SUBSTRATUM

La plus grande partie de cette sous-région est située sur la plate-forme sédimentaire du Saint-Laurent. Celle-ci occupe un ancien rift, limité au nord par un réseau de failles en échelon (Wilson, 1964) ou par une discordance, et chevauché au sud par les Appalaches, le long de la faille de Logan (fig. 4-21). La couverture sédimentaire de la plate-forme est composée de grès, dolomies, calcaires et shales du Cambrien et de l'Ordovicien (Houde et Clark, 1961, fig. 4-21), dont l'épaisseur totale atteint de 2 300 m au centre du bassin de Québec. L'antiforme NW-SE d'Oka-Beauharnois, au sud-ouest de Montréal, isole le groupe sédimentaire moins épais de la baie d'Ottawa. Les unités inférieures, grès du Cambrien supérieur et calcaires dolomitiques de l'Ordovicien inférieur (Beekmantown), affleurent sur les flancs de l'arche de Frontenac, qui représente la marge septentrionale des Adirondacks, sur l'antiforme de Beauharnois et au sud de celui-ci. Seules les formations de l'Ordovicien moyen affleurent dans la partie centrale du bassin de Québec. En raison de l'épaisseur de la couverture quaternaire, les affleurements paléozoïques sont restreints aux berges et aux lits des cours d'eau et à quelques surfaces structurales. En aval de Québec, la plate-forme sédimentaire est réduite à une bande étroite de terrasses rocheuses qui affleurent jusque dans l'astroblème du Charlevoix.

Les collines Montérégiennes constituent une unité géologique distincte. Il s'agit de dix intrusions basiques du Crétacé inférieur, alignées d'est en ouest entre le mont Mégantic dans les Appalaches et le complexe d'Oka en bor-

Occhietti, S.
1989: Géologie quaternaire de la sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 4, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

dure du Bouclier canadien. Constituées principalement de gabbros et de syénites résistants, elles ont été dégagées de la couverture de roches sédimentaires par érosion différentielle.

Les marges basses du Bouclier canadien sont composées de roches intrusives, métasédimentaires et de gneiss de la province précambrienne de Grenville. Outre la marge des Laurentides au nord, elles englobent à l'ouest la marge du massif Algonquin, l'arche de Frontenac, le mont Rigaud et la colline d'Oka. Dans le rentrant de l'Outaouais, des écailles de roches précambriennes sont soulevées le long d'une série de failles qui délimitent selon une orientation WNW-ESE des boutonnières dans les roches sédimentaires paléozoïques. Des escarpements de lignes de faille marquent la limite structurale du Bouclier canadien au nord de la rivière des Outaouais. Du nord de Montréal jusqu'à Québec, des failles verticales à orientation SW-NE délimitent quatre touches de piano inclinées vers le sud-ouest (Occhietti, 1980). La surface de ces structures représente les vestiges d'une ancienne surface d'érosion pré-ordovicienne. En aval de Québec, et vers l'est jusqu'au Saguenay, un escarpement de ligne de faille sépare les roches précambriennes soulevées et les roches paléozoïques de l'estuaire moyen du Saint-Laurent. Cette configuration structurale est perturbée par l'astroblème du Charlevoix, dépression circulaire créée par un impact météoritique au cours du Dévonien (Rondot, 1968).

Les Appalaches du Québec méridional sont composées de grandes structures orientées NE-SW qui différencient un relief appalachien atypique dans des roches variées (fig. 4-21; Lamarche in: Dubois, 1973). L'avant-pays, à l'extrémité sud des basses terres du Saint-Laurent, entre le bassin de Québec et la faille de Logan, est un complexe sédimentaire composé de flyschs, de roches carbonatées et de shales. L'anticlinorium des Montagnes Vertes du Vermont se prolonge au Québec où il forme la ceinture de serpentine, composée d'un complexe ophiolitique de l'Ordovicien inférieur, contenant des gisements d'amiante, et les monts Sutton, constitués de quartzites et de phyllades cambriens. Plus au sud-est, les Appalaches comprennent des ardoises, des grauwackes, des calcaires et des roches volcano-sédimentaires.

La haute vallée du Saint-François et la vallée inférieure et moyenne de la Chaudière représentent des gaps transversaux à la structure régionale. Le bassin versant de la Chaudière identifie la Beauce, l'une des régions naturelles des Appalaches du Québec méridional et sépare les Bois-Francs et l'Estrie, au sud-ouest, des monts Notre-Dame et du Bas-Saint-Laurent, au nord-est.

Dans la partie orientale de la vallée du Saint-Laurent, la faille de Logan suit de près le Bouclier canadien. En raison de ce resserrement structural, la partie inférieure du haut estuaire et le moyen estuaire du fleuve (Dionne, 1963a) s'écoulent sur le socle appalachien. La vallée de l'estuaire moyen est étroite, de l'ordre de 25 km de largeur.

GÉOMORPHOLOGIE ET ÉVOLUTION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE

Il n'existe aucune synthèse de la géomorphologie de la vallée du Saint-Laurent à échelle moyenne. MacPherson (1967) a décrit l'évolution des terrasses du Saint-Laurent dans la région de Montréal. Gadd (1971) a décrit la morphologie d'un important secteur de la vallée moyenne du Saint-Laurent. Le Menestral (1969), de son côté, a publié une carte géomorphologique de la région de Blackburn Hamlet près d'Ottawa, tandis que Dumont a préparé une série de cartes de la région située au nord de la rivière des Outaouais, dont une seule est publiée (Dumont et al., 1980).

Géomorphologie du substratum

Les limites structurales de la vallée du Saint-Laurent sont contrôlées par le substratum. Dans ces limites, la vallée est comblée de sédiments quaternaires. La topographie du substratum, sous la couverture des dépôts, a été reconstituée à partir des données de forages de prospection pétrolière, de recherche d'aquifères et d'ingénierie (Prévôt, 1972; J. Schroeder, inédit). L'élément dominant de cette topographie est la paléovallée principale du Saint-Laurent, où débouchent des vallées tributaires enfouies ou reprises par le réseau hydrographique actuel. L'orientation des vallées enfouies semble indiquer un écoulement pré-glaciaire orienté vers le nord-est, identique à l'écoulement actuel. En amont de Québec, le fleuve traverse un défilé rocheux de 55 km de longueur et de 2 ou 3 km de largeur. Ce resserrement du lit fluvial est attribuable à un bombement régional récent (Gale, 1970). Dans le bassin de Québec, les escarpements rocheux font face aux axes de drainage. Cette morphologie de deuxième ordre est par conséquent d'origine fluviale, par opposition à la morphologie structurale à cuestas des bassins des Grands Lacs.

En bordure du Bouclier canadien, le plateau Laurentien est découpé par des lignes de fracture et de failles et morcelé par une topographie en bosses et en creux; il s'agit d'un relief structural sévèrement retouché par l'érosion glaciaire.

Bird (1972) a décrit la géomorphologie générale du substratum des Appalaches méridionales, Dubois (1973) l'a résumée et Shilts (1981) a fait une étude régionale détaillée. Cette région a subi plusieurs phases de pénéplanation (Blanchard, 1947) qui ont produit des surfaces dont l'altitude varie de 550 à 240 m (Stalker, 1948). La lithologie et la structure du substratum contrôlent les reliefs de deuxième ordre. Il en résulte une région caractérisée par des crêtes et des dépressions structurales retouchées par l'érosion glaciaire. Dans le moyen estuaire du Saint-Laurent, le relief « appalachien » forme de longues îles parallèles et asymétriques.

Des formes de dissolution karstiques entaillent les roches carbonatées (Schroeder et al., 1980). Au nord de l'Outaouais, des grottes ont été creusées dans le marbre de Grenville, notamment les grottes de La Flèche, Lusk, Ours et Pointe Confort. Les phénomènes karstiques postglaciaires incluent des lapiez, dolines, cavernes, pertes, exsurgences, résurgences et canyons dans les calcaires de Chazy, de Black River et de Trenton. Les grottes sont situées à proximité de grandes rivières ou d'escarpements, par exemple la caverne de Saint-Casimir, longue de 900 m, et les cavités karstiques entaillées dans le Calcaire de Trenton pendant le creusement des gorges de la Saint-Anne, au nord-est de Trois-Rivières. À Boischatel, en banlieue de Québec, un karst de plate-forme s'est développé dans les mêmes calcaires. La rivière Laval est capturée par un réseau de conduits souterrains ayant une longueur d'au moins 2 500 m (Schroeder et al., 1980).

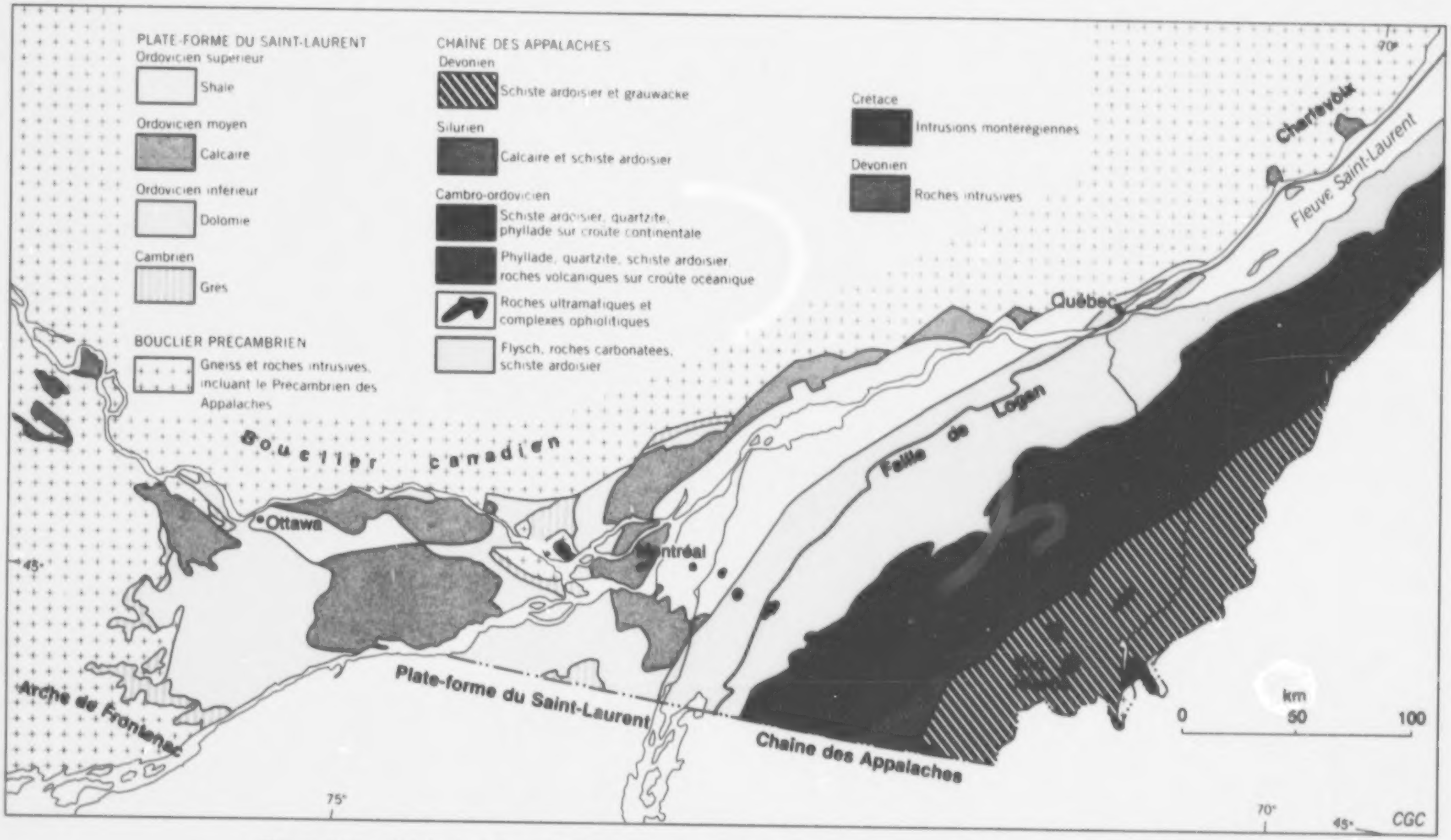


Figure 4-21. Géologie de la vallée du Saint-Laurent et des régions adjacentes du Québec et de l'Ontario (modifié d'après Houde et Clark, 1961 et Lamarche in Dubois, 1973).

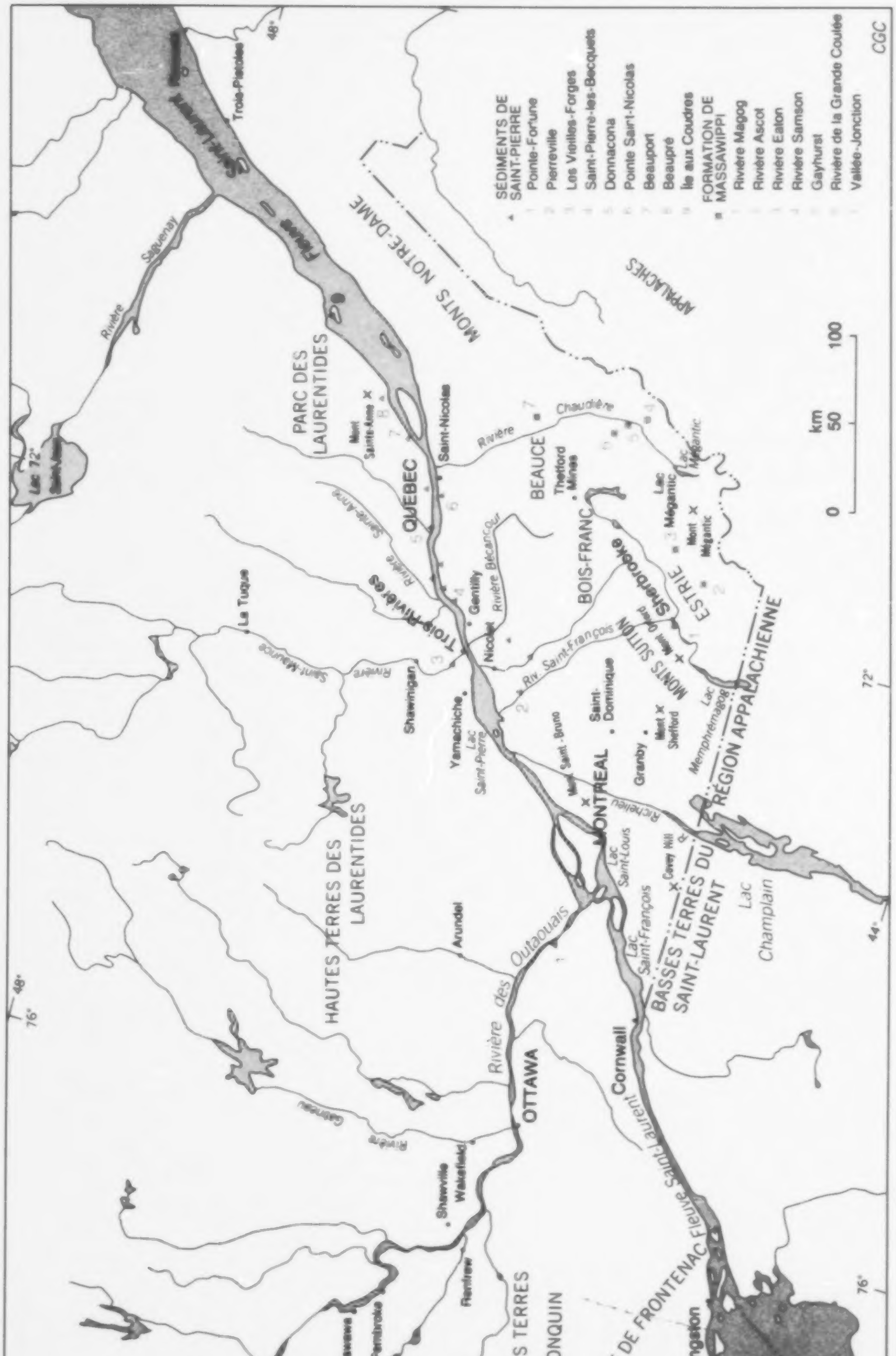


Figure 4-22. Noms de lieux utilisés dans le texte et localisation des sites où affleurent les Sédiments de Saint-Pierre, la Formation de Massawippi et divers dépôts équivalents.

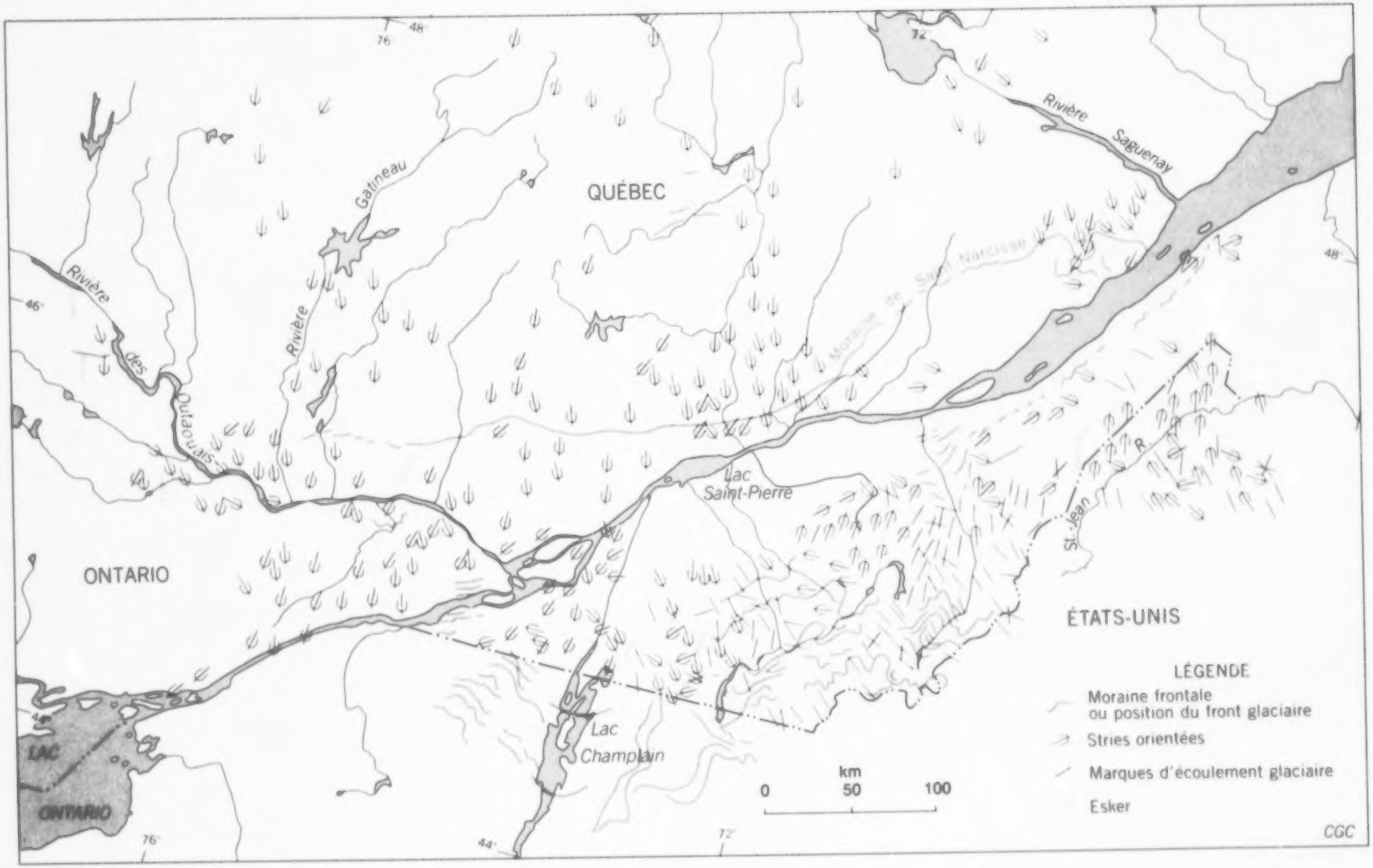


Figure 4-23. Stries glaciaires, eskers et principales moraines frontales du Québec méridional (compilé de sources diverses, références données dans le texte).

Le substratum est localement affecté par la glaciotectonique. À Montréal, lors des excavations du métro et du Parc olympique, Durand et Ballivy (1974) et M. Durand (Université du Québec à Montréal, communication personnelle, 1984) ont mis en évidence des écailles de Calcaire de Trenton de plus de 900 m de longueur. À Saint-Léonard, au nord de Montréal, un réseau de cavités s'est développé à la faveur de fractures et de charriages glaciotectoniques dans le même calcaire (Schroeder et Beaupré, 1985; Schroeder et al., 1986).

Quelques rares altérites et saprolites préwisconsiniens ont résisté au passage du dernier inlandsis. Bouchard et Godard (1984) ont signalé la présence d'arènes granitiques sur de nombreux sites de la marge du Bouclier canadien. À Château-Richer, près de Québec, la kaolinisation d'une anorthosite atteint 20 m de profondeur (Cimon, 1969; Dejou et al., 1982), ce qui témoigne d'une longue période d'altération. À Charlesbourg, également en banlieue de Québec, la décomposition d'un gneiss à biotite et à hornblende et d'une mylonite a produit un saprolite contenant de la kaolinite, de la smectite, de la vermiculite et de la gibbsite (LaSalle et al., 1983). Les saprolites du mont Mégantic (Clément et De Kimpe, 1977; Dejou et al., 1982) et du mont Orford (LaSalle et al., 1985) représentent la base d'anciens régolithes profonds, considérablement tronqués par l'érosion glaciaire (voir la carte de la fig. 4-22). Il est fort probable que toutes ces altérites résultent d'une pédogenèse pré-quaternaire réactivée pendant les interglaciaires et peut-être même durant l'Holocène.

Géomorphologie des dépôts quaternaires

Les dépôts quaternaires recouvrent la majeure partie de la vallée du Saint-Laurent et les principales dépressions des Appalaches. Ils sont discontinus sur les hautes terres des Appalaches et de la marge du Bouclier canadien. Leur épaisseur dépasse 100 m dans la partie centrale de la vallée du Saint-Laurent, dans la vallée de l'Outaouais et dans plusieurs vallées enfouies. Ils sont habituellement moins épais sur les versants des vallées et au sommet des reliefs.

La surface de la vallée du Saint-Laurent comprend une série de terrasses et de plaines en gradins construites par des processus fluviaux et littoraux pendant la régression de la Mer de Champlain, à la fin du Wisconsinien, et pendant l'Holocène. Le réseau du Saint-Laurent et de l'Outaouais est incisé dans ces formes planes. Quelques formes d'accumulation glaciaire émergent de cette topographie régulière. Construites avant les terrasses, ces moraines et accumulations de retrait glaciaire ont été partiellement ou complètement submergées et remaniées par les eaux marines. Les processus postglaciaires ont relativement peu modifié les constructions glaciaires des Appalaches et des marges du Bouclier canadien.

Les moraines de la région (fig. 4-23, 4-24) sont habituellement composées de bourrelets de till et de masses discontinues de dépôts de contact glaciaire. En général, elles ont quelques dizaines de mètres de hauteur et de largeur et plusieurs centaines de mètres à plusieurs dizaines de kilomètres de longueur. Leur tracé est fortement influencé par la topographie dans les Appalaches. Il est plus ou moins rectiligne dans la vallée du Saint-Laurent. Des formes fluvioglaciaires, telles que des kames, des deltas perchés et des épandages proglaciaires leur sont associées. Comme les nappes de till sont généralement peu épaisses, les plaines et autres surfaces de till épousent le relief du

Figure 4-24. Crête morainique associée à la Moraine de Saint-Narcisse, au sud-est du lac Simon, Québec. Le versant gauche de la crête, en pente plus douce, représente le côté distal des moraines. 200300-Y

substratum. Prichonnet (1977) a observé des formes profilées décamétriques de till dans la région de Montréal. Il existe des drumlins isolés entre Ottawa et Cornwall, mais les champs de drumlins de la sous-région des Grands Lacs, à l'ouest, prennent fin à la limite occidentale de la vallée du Saint-Laurent. Les eskers de 1 à 10 km de longueur sont relativement nombreux (fig. 4-23). Les terrasses de kames, les remplissages fluvioglaciaires, les deltas et les plages soulevées de lacs glaciaires abondent dans les Appalaches.

Les formes de relief les plus répandues dans la vallée du Saint-Laurent sont les plaines et terrasses d'argile marine, les terrasses sableuses d'origine marine, lacustre et fluviatile, ainsi que les deltas emboîtés. Elles portent l'empreinte d'anciens chenaux de marée et de paléochenaux du Saint-Laurent et de ses affluents; ces derniers sont souvent occupés par des marécages et des tourbières. L'activité éolienne a remanié la surface des terrasses sableuses et des deltas perchés. Certaines dunes paraboliques atteignent 20 m de hauteur et 300 m de longueur et forment des réseaux en crête de coq (Gadd, 1971).

Développement du réseau hydrographique actuel

Dans la vallée du Saint-Laurent, les axes majeurs du réseau fluvial actuel, représentés par le fleuve Saint-Laurent, la rivière des Outaouais et le lac Champlain, sont le reflet des traits structuraux majeurs de la région. Le tracé des affluents est au contraire le témoin du relèvement glacio-isostatique postglaciaire dans une vallée majeure presque entièrement comblée de dépôts glaciaires, marins, lacustres et deltaïques. Ce tracé reprend fréquemment celui des vallées pré-glaciaires. Dans les Appalaches, le réseau hydrographique orthogonal, influencé par la structure du substratum, converge vers trois axes majeurs de drainage, le Saint-François, en Estrie, la Chaudière en Beauce et la Saint-Jean sur le versant atlantique des monts Notre-Dame. Les comblements et les surcreusements glaciaires sont à l'origine de modifications du réseau pré-quaternaire et de l'ampleur des bassins lacustres des lacs Memphrémagog et Saint-François (Bird, 1972; Dubois, 1973). L'abondance de gorges, de rapides et de chutes dans les Appalaches et la vallée du Saint-

Laurent indique, selon les cas, une surimposition ou une reprise d'érosion du paléoréseau hydrographique au cours de l'Holocène.

CLIMAT

La sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches possède un climat continental tempéré. Les hivers y sont longs et rudes, avec des précipitations abondantes. Trois-Rivières semble constituer la limite occidentale de la zone d'influence océanique, les précipitations étant nettement plus abondantes à Québec qu'à Montréal. Pendant l'été, Montréal a les mêmes températures moyennes mensuelles que Toronto, où les températures extrêmes sont atténuées par le lac Ontario. À Québec, les étés sont plus frais et les hivers plus froids. Les températures sont plus faibles et les précipitations plus abondantes dans les Appalaches que dans les basses terres.

Ces caractéristiques climatiques ont une influence morphogénétique originale. Elles engendrent notamment les phénomènes glaciels (Dionne, 1977) qui résultent de l'influence du climat sur l'activité fluviale. Les cours d'eau gèlent l'hiver; le dégel provoque des embâcles, des crues printanières, le transport de matériel par des radeaux de glace et l'érosion des rivages par les glaces saisonnières. Le dégel et les fortes précipitations peuvent également déclencher des glissements de terrain dans les argiles marines et des mouvements de masse dans les tills appalachiens.

NATURE ET DISTRIBUTION DES DÉPÔTS QUATERNAIRES

Les dépôts quaternaires ont été cartographiés sur presque toute la vallée du Saint-Laurent et les Appalaches méridionales par des chercheurs de la Commission géologique du Canada, du ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, de la Commission géologique de l'Ontario, des universités du Québec et de l'Ontario. Les premières cartes ont été publiées par Gadd et Karrow en 1959 et McDonald en 1966. Une carte et un rapport de synthèse sur le centre est de la vallée du Saint-Laurent ont été publiés en 1971 par Gadd. La plupart des rapports publiés et des cartes à 1/63 630 et à 1/50 000 sont préliminaires et à caractère descriptif. Les conceptions d'ensemble reposent sur des mémoires publiés, des articles, des thèses non publiées, des guides d'excursions et des communications lors de congrès.

Durant les glaciations du Quaternaire, la glace a envahi la vallée du Saint-Laurent à partir des principaux centres de dispersion laurentidiens situés au nord, en commençant apparemment par obstruer le rétrécissement structural situé entre les reliefs du Parc des Laurentides et les Appalaches. Chaque barrage de glace retenait un vaste lac qui s'étendait jusque dans le bassin des Grands Lacs au sud-ouest et jusque dans la vallée du lac Champlain au sud. Après avoir atteint la vallée du Saint-Laurent, la glace était canalisée vers le sud-ouest en direction du bassin du lac Ontario, vers le sud jusque dans le bassin du lac Champlain, et vers le nord-est dans le golfe du Saint-Laurent. À chaque glaciation, la région s'enfonçait sous la surcharge de glace; au cours du dernier cycle glaciaire, l'enfoncement glacio-isostatique a été tel que les eaux marines ont inondé la région au moment de la déglaciation. En raison de leur type de relief, de leur altitude et de leur situation à la périphérie des glaces laurentiennes, les Appalaches ont subi un englacement plus complexe que celui de la vallée du Saint-Laurent. Les glaces appalachiennes ont en effet connu des avancées sporadiques vers le nord, qui s'opposaient au mouvement des glaces laurentidiennes en progression vers le sud. Le retrait des glaces est caractérisé par des langues glaciaires stagnantes d'extension locale dans de nombreuses vallées, et par la présence de lacs glaciaires éphémères.

Plusieurs épisodes de sédimentation et d'érosion fluviales se sont produits dans la vallée du Saint-Laurent au cours du Quaternaire, à l'origine de l'intercalation des sédiments glaciaires et fluviatiles. L'érosion glaciaire a de plus augmenté la complexité de la stratigraphie de la région. D'après les révisions récentes (Lamothe, 1985, 1987; Occhietti et al., 1987), les premiers chercheurs semblent avoir trop simplifié la succession stratigraphique.

Dépôts continentaux non glaciaires

Les dépôts terrestres non glaciaires de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches sont classés en trois catégories: les dépôts de l'optimum sangamonien, les dépôts antérieurs au pléniglaciaire tardiwisconsinien et les dépôts postglaciaires datant de la fin du Wisconsinien supérieur et du début de l'Holocène. Les sédiments les plus anciens sont des dépôts fluviolacustres, fluviatiles et organiques visibles localement à la base des coupes. Les dépôts postglaciaires, très répandus, ont une origine lacustre, fluviatile, éolienne et organique.

Dépôts de l'optimum sangamonien

Les dépôt trouvés sous le till supérieur à Pointe-Fortune, à la limite du Québec et de l'Ontario, comprennent, de haut en bas, des sables non fossilifères reposant sur des sables et silts à débris organiques, une argile massive et un till inférieur (Veillette et Nixon, 1984). Le dépôt à débris organiques le plus bas, sous le plancher de la carrière, contient des grains de pollen et des macrorestes végétaux où dominent le pin et des espèces caduques telles que l'orme, le chêne, le hêtre et le caryer. Ceci évoque un climat légèrement plus chaud qu'aujourd'hui (T.W. Anderson, J.V. Matthews Jr. et R.J. Mott, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1987). La position stratigraphique de ce dépôt n'est pas entièrement élucidée. Il représente toutefois dans la sous-région, le premier dépôt sous le till supérieur à contenir la preuve d'un climat interglaciaire plus chaud qu'aujourd'hui; l'âge du dépôt peut être attribué raisonnablement à l'optimum climatique de l'Interglaciaire sangamonien.

Dépôts antérieurs au dernier maximum glaciaire

À l'exception du dépôt inférieur de Pointe-Fortune et de sables qui affleurent au niveau du fleuve (Lamothe, 1987), tous les dépôts non glaciaires à matière organique de la vallée du Saint-Laurent, et antérieurs au dernier maximum glaciaire, sont regroupés dans une unité appelée Sédiments de Saint-Pierre (Gadd, 1960, 1971). Ces dépôts sont discontinus. Ils affleurent de la vallée de l'Outaouais (Gadd et al., 1981; Veillette et Nixon, 1984) au moyen estuaire (Brodeur et Allard, 1985; fig. 4-22). Ils comprennent des graviers, des sables, des silts, des argiles silteuses et des accumulations de matière organique (tab. 4-5). Leur

épaisseur varie entre un mètre ou moins et plus de 8 m. Le stratotype est situé à l'ouest de Saint-Pierre-les-Becquets, dans le ravin d'un ruisseau intermittent (site 4 de la fig. 4-22; Gadd, 1960, 1971). À cet endroit, les Sédiments de Saint-Pierre sont composés de trois lits de tourbe compactée, contenant des fragments de bois aplatis, intercalés dans des sédiments stratifiés composés de sables, sables silteux et silts avec de la matière organique disséminée. L'épaisseur totale est de l'ordre de 4 m. Sur d'autres coupes de la région, les sédiments reposent sur un till inférieur ou d'autres unités anciennes. Des affleurements de graviers et de sables graveleux stériles, sous le till récent, ont été signalés par Gadd (1971) dans les vallées de la Bécancour et du Saint-François. Ces sédiments fluviatiles à composition lithologique locale représentent apparemment des faciès grossiers accumulés sur la marge du bassin fluviatile de l'Intervalle de Saint-Pierre.

Des travaux plus récents ont remis en question cette succession relativement simple. Lamothe (1987) a proposé la présence, sous l'unité décrite par Gadd (1971), d'un deuxième sable riche en débris organiques (événement de Saint-Pierre I) surmonté de varves et de till.

Les Sédiments de Saint-Pierre forment un ensemble hétérogène de dépôts fluviatiles, lacustres et palustres (fig. 4-25). L'étendue et la profondeur des bassins dans lesquels

Tableau 4-5. Principaux sites des Sédiments de Saint-Pierre, de la Formation de Massawippi et des dépôts apparentés, vallée du Saint-Laurent et Appalaches méridionales.

Localité	Nature des sédiments	Macrofossiles végétaux	Références	Sélection de datation et de références
SÉDIMENTS DE SAINT-PIERRE				
Pierreville	tourbe	*Larix laricina*, *Picea*	R.J. Mott, GSC Pollen Identification Report 83-27, rapport inédit	^{14}C avec enrichissement : 74 700 +2700/-2000 BP, QL-198, Stuiver et al., 1978; 67 000 ± 2000 BP GrN-1711, Gadd, 1971
Les Vieilles-Forges	tourbe	souches de *Picea*, branches, troncs et racines de *Larix laricina* et vraisemblablement de *Picea*	R.J. Mott, GSC Pollen Identification Report 83-21, rapport inédit; A. Larouche, Université de Montréal, rapport inédit 23-2-1983	>30 840 BP, Y-255, Gadd, 1971; 32 200 ± 2800 BP, UQ-588, inédit
Pointe Saint-Nicolas	sables et silts, (Sédiments d'Anse aux Hirondelles)	*Larix laricina* et peut-être *Picea*	A. Larouche, Université de Montréal, rapport inédit 23-2-1983	38 600 ± 2000 BP, UQ-388, Occhietti, 1982; >42 000 BP, GSC-3420, LaSalle, 1984
Beaupré	varves avec inter stratification de sables	mousses: *Sphagnum*, *Drepanocladus revolvens*, *Aulacomnium palustre*, *Ditrichum flexicaule*, *Polytrichum juniperinum*	M. Kuc in LaSalle et al., 1977b	>39 000 BP, GSC-1539, LaSalle et al., 1977b
Saint-Pierre-les-Becquets	tourbe	*Picea*, peut-être *Larix*, fruits de *Menyanthes*	R.J. Mott, GSC Pollen Identification Report 83-20, rapport inédit	65 300 ± 1400 BP, GrN-1799, Gadd, 1971
Beauport	couches sableuses des varves supérieures	*Picea* sp. ou *Larix* sp.	LaSalle et al., 1977b	>37 000 BP, GSC-1473, LaSalle et al., 1977b
Donnacona	silt et sables silteux			>44 470 BP, Y-463, Karrow, 1957; >35 000 BP, UQ-678, Clet et al., 1986
Pointe-Fortune	sable et sable silteux			>42 000 BP, GSC-2932, Gadd et al., 1981; Veillette et Nixon, 1984
FORMATION DE MASSAWIPPI				
Rivière Ascot	silts laminés			>54 000 BP, Y-1683, McDonald et Shilts, 1971
Rivière Magog	sédiments lacustres			>41 500 BP, GSC-507, McDonald et Shilts, 1971
Rivière de la Grande Coulée	sable moyen à grossier			>40 000 BP, GSC-1084, McDonald et Shilts, 1971
Vallée-Jonction	sédiments sableux laminés	Bryophytae: *Aulacomnium turgidum*, *A. palustre*, *Racomitrium canescens* var. *ericoides*	W.C. Steere in: LaSalle et al., 1977b	>39 000 BP, QU-327, LaSalle et al., 1977b
Île aux Coudres	tourbe et bois dans du sable			34 430 ± 1770 BP, UL-11; 28 170 ± 800 BP, I-13549; Brodeur et Allard, 1985; >39 000 BP, GSC-4252; >35 000 BP, UL-11-2, M. Allard, communication personnelle, 1986

ils se sont accumulés restent à définir. Le paléoenvironnement sédimentaire de l'Intervalle de Saint-Pierre semble toutefois très proche de celui d'aujourd'hui. Le Saint-Laurent traverse actuellement plusieurs lacs, comme les lacs Saint-François et Saint-Pierre dont la profondeur dépasse rarement 3 m. Leurs berges sableuses ou boueuses sont entourées d'aulnaies impénétrables; les inondations printanières y produisent des chenaux éphémères et les dépôts associés; les marécages sont nombreux. Pendant l'Intervalle de Saint-Pierre, le ou les chenaux du fleuve ont divagué dans une vallée d'au moins 50 km de largeur au droit du Saint-François. Les Sédiments de Saint-Pierre sont à 5 m d'altitude aux Vieilles-Forges, à 25 m sur l'île aux Coudres et à 42 m à Pointe-Fortune.

Dans les Appalaches du Québec méridional, deux unités non glaciaires sont antérieures aux dépôts glaciaires du Wisconsinien classique: les sédiments pré-Johnville et la Formation de Massawippi. Les sédiments pré-Johnville, d'origine lacustre et fluviatile, affleurent sur les rives de la rivière de la Grande Coulée et reposent sous un till qui a été mis en corrélation avec le Till de Johnville (McDonald et Shilts, 1971). La base de la succession se compose de sables argileux à débris organiques, surmontés de 150 lamines de silt argileux. Le tout repose sous des sables et des graviers incrustés d'oxyde de fer et contenant des fragments du Bouclier canadien (Shilts, 1981). McDonald et Shilts (1971) attribuent cette oxydation à une pédogenèse interglaciaire et datent les sédiments d'avant le Wisconsinien.

La Formation de Massawippi est antérieure au Till de Chaudière et semble reposer sur le Till de Johnville. Le stratotype de la rivière Ascot (site 2, fig. 4-22) comprend des silts laminés non calcaires de 5,8 m d'épaisseur, qui contiennent des débris organiques et de la vivianite (fig.

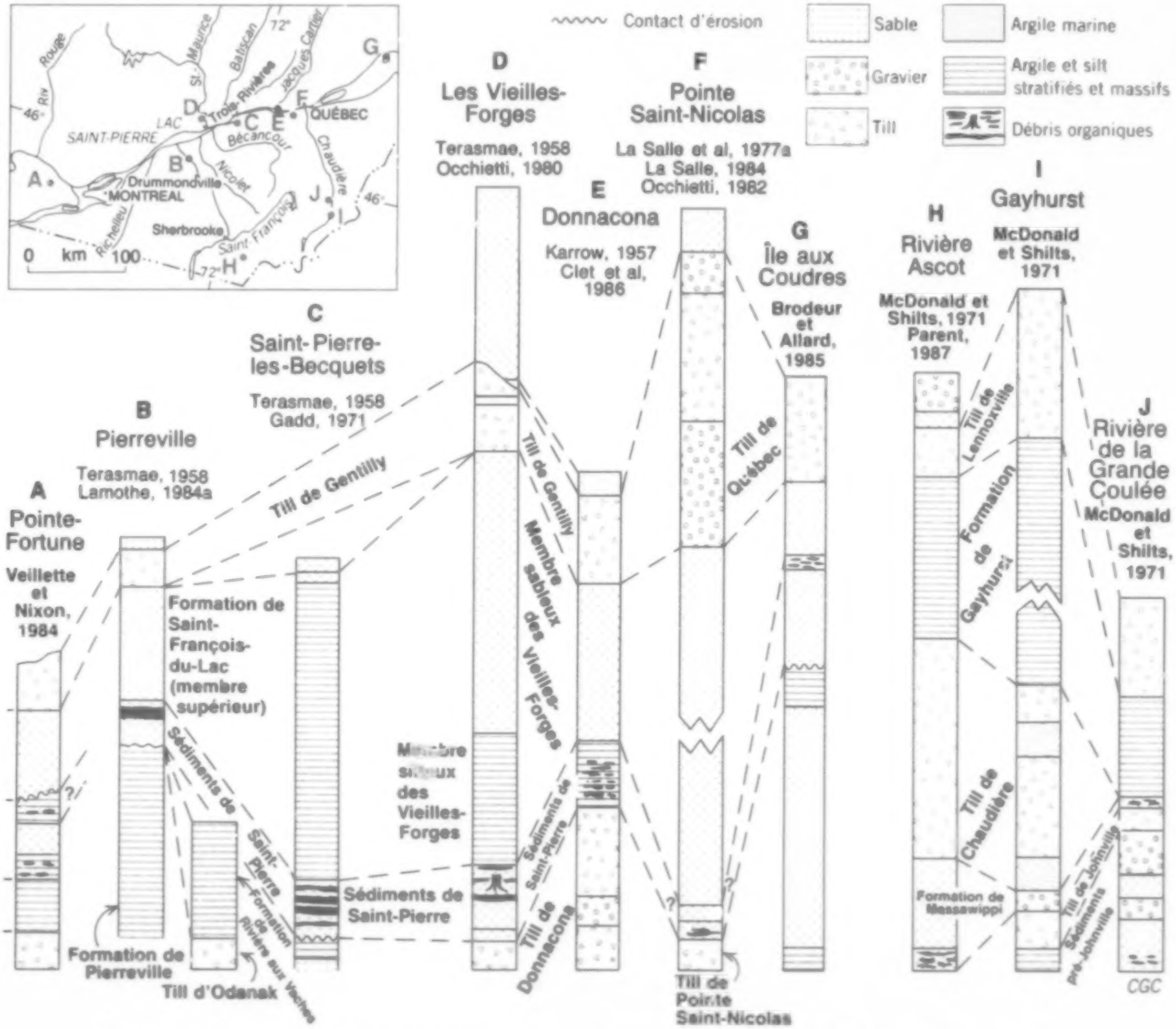


Figure 4-25. Stratigraphie des Sédiments de Saint-Pierre, de la Formation de Massawippi, et des dépôts mis en corrélation.

Figure 4-26. Estran de l'estuaire moyen du Saint-Laurent à mi-marée; vue de la rive sud de l'île aux Coudres en direction des Appalaches. 200300-U

4-25). Des sédiments lacustres et fluviatiles occupant la même position stratigraphique affleurent sur la rives des rivières Magog, Eaton, Samson et de la Grande Coulée (McDonald et Shilts, 1971) et à Vallée-Jonction (LaSalle et al., 1979). Les silts lacustres contiennent des pollens qui évoquent un climat plus frais que celui d'aujourd'hui. La datation des débris organiques donne des âges ^{14}C non significatifs (tableau 4-5). Compte tenu de ces données et de la position lithostratigraphique de l'unité, celle-ci a été mise en corrélation avec les Sédiments de Saint-Pierre (McDonald et Shilts, 1971).

Dépôts postglaciaires

Des sédiments lacustres, fluviatiles, palustres, éoliens, estuariens et littoraux se sont accumulés après le retrait du dernier inlandsis et des eaux marines.

Dans la vallée du Saint-Laurent, des argiles marines (voir plus loin) passent graduellement à des silts et sables silteux stratifiés d'origine lacustre, caractérisés par des coquilles de *Lampsilis siliquoidea* (Elson et Elson, 1959). Les sables et silts du réseau fluviolacustre du proto-Saint-Laurent et du fleuve moderne reposent sur ces dépôts lacustres ou s'emboîtent dans ces derniers et les unités sous-jacentes. Les faciès sableux et silteux d'origine marine, lacustre et fluviatile sont presque identiques en raison de la remobilisation et de la resédimentation en eau douce des silts et sables marins plus anciens au cours du relèvement isostatique. Les sédiments de remaniement comblent actuellement les lacs Saint-François, Saint-Louis et Saint-Pierre et alimentent le moyen estuaire.

Des dépôts sableux deltaïques, à structures sédimentaires horizontales, obliques et entrecroisées, construisent d'importants deltas emboîtés, de 5 à 30 m d'épaisseur, au pied des Laurentides (Gadd, 1971; Occhietti, 1980). Associés à des silts, ils construisent également les basses terrasses et îles de la vallée de l'Outaouais et de l'entrée du lac Saint-Pierre. Des anciens chenaux et bras morts du système fluvial de l'Outaouais, du Saint-Laurent et des principaux affluents, sont progressivement comblés par des tourbières ou des marécages. Ces dépôts organiques atteignent plusieurs mètres d'épaisseur (Terasmae, 1965).

Des sables éoliens et nivéo-éoliens (mélange initial de neige et de sable en milieu périglaciaire) sont dispersés sur les hautes et moyennes terrasses. Ces dépôts atteignent parfois 30 m d'épaisseur. Ils forment des réseaux de dunes fixées, associées à des zones de déflation fréquemment occupées par des tourbières (par ex., sur les hautes terrasses à l'est de Shawinigan et au sud de Québec; Gadd. 1971; Dubé, 1971; Occhietti, 1980). À certains endroits, des sables éoliens silteux et des silts sableux de 0,3 à 1 m d'épaisseur forment une nappe discontinue sur du till et des dépôts fluvioglaciaires, par exemple près de Shawville (R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1984) et de Shawinigan (Occhietti, 1980).

Les rives actuelles du haut et du moyen estuaire sont soumises à des marées dont le marnage varie de 0,3 à 5 m (fig. 4-26). À marée basse, l'estran du moyen estuaire peut dépasser mille mètres de largeur. Il est souvent recouvert de boues alluviales et de sédiments plus grossiers dont l'épaisseur varie de quelques décimètres à plusieurs mètres. Les blocs glaciels, transportés par les glaces saisonnières, sont fréquents. Ils indiquent un transport le long du littoral et la dérive des glaces flottantes printanières de la rive nord vers la rive sud (Dionne, 1968, 1969, 1972b et 1977).

Dépôts glaciaires

Les dépôts glaciaires comprennent des tills, des sédiments de contact glaciaire, des dépôts fluvioglaciaires proximaux et distaux et des sédiments glaciolacustres. Les dépôts marins et glaciomarins seront décrits plus loin.

Les tills

Les tills de la sous-région peuvent être subdivisés en trois ensembles. Sur le Bouclier canadien, le till est habituellement discontinu, peu compact, à matrice grise, sableuse et non carbonatée. Son épaisseur varie de quelques décimètres, dans les placages morainiques, à plusieurs mètres dans les bourrelets et ombres morainiques. Les débris proviennent exclusivement du bouclier et reflètent la géologie régionale. Les accumulations de till sont localisées surtout à la périphérie ou sur le versant aval des reliefs. Elles construisent des bourrelets secondaires et constituent une partie de la Moraine de Saint-Narcisse (fig. 4-27). Le till du bouclier est un faciès de la Formation de Matawin (tableau 4-6A).

Figure 4-27. Coupe dans la Moraine de Saint-Narcisse au nord de Portneuf, Québec. 200300-X

Tableau 4-6. Description des tills de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches méridionales.

Nom	Localité et étendue	Description	Direction de l'écoulement glaciaire	Position stratigraphique	Références
A. Tills uniques postérieurs aux Sédiments de Saint-Pierre (partie centrale de la vallée du Saint-Laurent et marge sud des hautes terres des Laurentides)					
Till de Gentilly	Gentilly, vallée moyenne du Saint-Laurent et basses terres des Appalaches	till sableux gris, calcaire, légèrement compacté, lithologie non homogène précambrienne et sédimentaire, épaisseur de 3 m	vers le SE	équivalent du Wisconsinien inférieur, moyen et supérieur dans la mesure où les Sédiments de Saint-Pierre datent du Sangamonien supérieur ou du début du Wisconsinien inférieur	Gadd, 1971; Occhietti, 1980
Till de Québec	Région de Québec	till calcaire, très compact, sableux à argileux, lithologie non homogène sédimentaire, précambrienne et appalachienne		équivalent du Till de Gentilly	LaSalle, 1984
Formation de Malawin (membre till)	Saint-Joseph-de-Mékinac, Laurentides, basses terres du bouclier et Moraine de Saint-Narcisse	diamicton sableux, gris, à compaction variable, fissile, lithologie précambrienne, non calcaire, discontinu, faciès d'ablation dominant, épaisseur généralement inférieure à 1 m	vers le SE mais localement vers le S et le SSW (Prichonnet, 1977)	Wisconsinien supérieur	Occhietti, 1980, 1982; Scott, 1976
Dépôts glaciaires de Rochette	Région méridionale de Charlevoix entre Baie-Saint-Paul et la Malbaie	diamicton et dépôts proglaciaires, lithologie précambrienne caractérisée par des blocs d'anorthosite et d'ilménite	vers l'ESE	écoulement glaciaire intercalé entre l'écoulement glaciaire du maximum glaciaire tardi-wisconsinien, à écoulement vers le SE, et la réavancée de Saint-Narcisse, à écoulement vers le S	Rondot, 1974
B. Tills antérieurs aux Sédiments de Saint-Pierre					
Till de Bécancour	Rivière Bécancour, rive sud, vallée moyenne du Saint-Laurent	diamicton argilo-sableux, habituellement calcaire et rouge, à compaction moyenne, composé de fragments de roches sédimentaires et précambriennes, épaisseur de 3 m	S à W (?)	antérieur aux Sédiments de Saint-Pierre	Gadd, 1960, 1971
Till de Pointe Saint-Nicolas	Pointe Saint-Nicolas, région de Québec, rive sud du Saint-Laurent	diamicton verdâtre, à matrice silteuse, à compaction moyenne, composé de débris du bouclier, de la plate-forme sédimentaire et des Appalaches, épaisseur de 2,5 m	non connue	antérieur aux Sédiments d'Anse-aux-Hirondelles (équivalents des Sédiments de Saint-Pierre)	Sallé et al., 1977b; LaSalle, 1984
Till d'Odanak	Pierreville, rivière Saint-François	diamicton argilo-sableux rouge brique, calcaire, très compact, deux unités séparées par un dallage de gravier ou une couche de sable, débris sédimentaires et du bouclier, épaisseur de 4 m	NNW-SSE	antérieur aux Varves de Pierreville et aux Sédiments de Saint-Pierre	Lamothe, 1984a
Till de Pointe-Fortune	Pointe-Fortune	diamicton silto-sableux, brun grisâtre foncé, calcaire, débris sédimentaires paléozoïques et du bouclier, épaisseur de 2,25 m	vraisemblablement vers le SW	antérieur à des argiles et silts contenant des débris organiques qui pourraient dater de l'optimum climatique du Sangamonien	Veillette et Nixon, 1984
Till de Donnacona	Donnacona; rive nord du Saint-Laurent entre la rivière Yamachiche et Québec	diamicton silto-sableux gris, calcaire, moyennement à très compact, divisé localement en trois unités par des sédiments fins, composé de débris précambriens et sédimentaires, épaisseur de 2 à 12 m	vers le SSW	antérieur aux Sédiments de Saint-Pierre	Coleman, 1941; Karrow, 1957; Occhietti, 1980
Till de Johnville	Rivière Grande Coulée, Appalaches méridionales	diamicton gris, très compact, non calcaire, oxydé, lithologie appalachienne, épaisseur pouvant atteindre 1,6 m	vers le SE	indice contestable d'un till antérieur à la Formation de Massawippi (corrélée avec les Sédiments de Saint-Pierre)	McDonald et Shilts, 1971; Shilts, 1981; Parent, 1984a

Tableau 4-6. (suite)

Nom	Localité et étendue	Description	Direction de l'écoulement glaciaire	Position stratigraphique	Références
C. Séquence à deux tills postérieure aux Sédiments de Saint-Pierre (haut Saint-Laurent, région de Montréal, région applachienne)					
Till B (anciennement Till de Fort-Covington)	Voie maritime du Saint-Laurent; vallée supérieure du Saint-Laurent et marges de la vallée	diamicton sableux, gris, moyennement compact, débris du bouclier et de la plate-forme paléozoïque; jusqu'à 9 m d'épaisseur	vers le SSE	postérieur à des sédiments stériles stratifiés; soit Wisconsinien supérieur (interprétation habituelle), soit Wisconsinien moyen et supérieur	MacClintock, 1958; Fullerton, 1980; Clark and Karrow, 1984; Dreimanis, 1985
Till A (anciennement Till de Malone)		diamicton argileux, très compact, gris-bleu foncé, composé surtout de débris paléozoïques avec 10 % de débris du bouclier; deux unités séparées par des silts stratifiés; épaisseur pouvant atteindre 15 m	vers le SW (240°)	antérieur à des sédiments stériles stratifiés, postérieur à l'Interstade de Saint-Pierre et équivalent du Till de Chaudière (interprétation habituelle), daté du Wisconsinien inférieur	
Till supérieur	Île de Montréal	diamicton gris fissile, à texture variable		même position que le Till B (voir ci-dessus)	Prest and Hode-Keyser, 1962, 1977
		complexe de till et de dépôts stratifiés			
Till inférieur		till basal, silteux ou sableux, compact, contenant de gros blocs paléozoïques et précambriens		même position que le Till A; le complexe inférieur semble être l'équivalent de l'unité supérieure du Till A	
Till de Saint-Jacques	Saint-Jacques-le-Mineur région au sud et à l'est de Montréal	till argileux, gris ou rougeâtre, à débris paléozoïques et précambriens		même position que le Till B (voir ci-dessus)	LaSalle, 1981
Till supérieur	Région de Granby, piémont méridional des Appalaches	diamicton sableux, gris, peu ou non carbonaté; débris appalachiens, épaisseur de 1 à 3 m et de 10 à 15 m	vers le SE-SEE au cours du pléniglaciaire, écoulements ultérieurs vers le S et le SSW	même position que le Till B; pourrait être l'équivalent du Till de Lennoxville	Prichonnet et al., 1982a; Prichonnet, 1982a, 1984a
Till de L'Ange-Gardien		diamicton gris, caillouteux, légèrement calcaire, épaisseur de 1,5 m	vers le SW (220°)	même position que le Till A; pourrait être l'équivalent du Till de Chaudière	
Till de Lennoxville et Till de Thetford Mines	Rivière Ascot, Appalaches méridionales	diamicton silto-argileux et sableux, olive foncé à gris foncé, moyennement compact, légèrement calcaire, débris appalachiens prédominants avec quelques débris du bouclier, intercalations locales de sédiments lacustres, généralement lessivé, épaisseur de 3,5 m	vers le SE (110°, 130°, 140°)	till de surface, dépôt de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur	McDonald and Shilts, 1971; Shilts, 1970, 1978, 1981; Chauvin, 1979a, Parent, 1984a
Till de Chaudière et Till de Norbestos		diamicton calcaire, à texture variable, très compact, gris olive à noir olive; débris exclusivement appalachiens, épaisseur de 1 m et plus	fabriques indiquant des écoulements W, WSW, et N	till intermédiaire, postérieur à la Formation de Massawippi; dépôt de la calotte glaciaire appalachienne	

Tableau 4-7. Sédiments glaciolacustres et lacustres de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches méridionales.

	Vallée de l'Outaouais	Vallée supérieure du Saint-Laurent	Région de Montréal	Vallée moyenne du Saint-Laurent	Estuaire du Saint-Laurent	Appalaches
Unités lacustres postérieures à la Mer de Champlain	silts et sables du Lac Lampsilis (Elson and Elson, 1959)					
unités lacustres immédiatement antérieures à l'invasion marine	silts varvés de la région de l'Outaouais et de la vallée supérieure du Saint-Laurent (Anderson et al., 1985; Fransham et Gadd, 1976)	sédiments laminés (Rodrigues, 1987)	rythmites de Côte-Saint- Luc (Prest et Hode-Keyser, 1977) sédiments du lac Chambly (LaSalle, 1981)	varves de Nicolet et de Saint- François (Gadd, 1971)	argiles de Saint-Féréol (LaSalle, 1978), silts varvés de Saint-Maxime (Gadd, 1978a) dans la vallée inférieure de la Chaudière	sédiments lacustres des lacs glaciaires Vermont et Memphrémagog (MacClintock, 1954; McDonald, 1968; Parent, 1984a)
unites lacustres immediatement anterieures a la dernière avancée glaciaire		rythmites inférieures et supérieures du complexe intermédiaire (MacClintock et Stewart, 1965)	sédiments de Châteauguay (LaSalle, 1981), rythmites inférieures et supérieures du complexe intermédiaire (Prest and Hode-Keyser, 1962)			Formation de Gayhurst (McDonald et Shilts, 1971), Formation du Ruisseau Perry (LaSalle, 1984; Chauvin, 1979a)
unités glaciolacustres associées à l'avancée glaciaire post-Saint-Pierre	? silts inférieurs au till (Johnston, 1917)	rythmites sous le till (MacClintock and Stewart, 1965)		argile et silt laminés (turbidites) sous-jacents au Till de Gentilly (Occhietti, données inédites)	varves de Beauport et de Beaupré (LaSalle et al., 1977a)	
unités lacustres et glaciolacustres associées à l'Intervalle de Saint-Pierre	sédiments de Pointe-Fortune associés aux Sédiments de Saint-Pierre (Veillette et Nixon, 1984)			Formation de Saint-François-du-Lac (Lamothe, 1985); silt et sable au sommet des Sédiments de Saint-Pierre aux Vieilles-Forges (Occhietti et al., 1987)	sédiments de Donnacona (Karrow, 1957), sédiments de Pointe Saint-Nicolas (Occhietti, 1982; LaSalle et al., 1977a), sédiments de l'île aux Coudres (Brodeur and Allard, 1985)	Formation de Massawippi (McDonald et Shilts, 1971)
unités glaciolacustres entre des tills plus anciens et les Sédiments de Saint-Pierre				Formation de Rivière aux Vaches et Formation de Pierreville; (Lamothe, 1985) Varves de Deschaillons (Lamothe, 1987)	rythmites intermédiaires à l'île aux Coudres (Brodeur et Allard, 1985)	
unités glaciolacustres et lacustres antérieures à l'un des tills anciens				varves mélangées au Till de Bécancour (Karrow, 1957)		sédiments pré-Johnville (McDonald et Shilts, 1971)

Sur la Plate-forme sédimentaire du Saint-Laurent, les tills forment une ou plusieurs nappes superposées. L'épaisseur de chaque nappe varie de 0,5 à 6,6 m. Le till a une texture habituellement argileuse et une matrice carbonatée (tableaux 4-6B, C); en général, il est d'autant plus compact qu'il est ancien. Les débris grossiers proviennent du bouclier et des roches sédimentaires locales, tandis que la matrice, qui donne aux tills leur couleur, comprend surtout des débris de roches sédimentaires locales. Les nappes de till, d'âges différents, sont relativement continues. Elles sont plus étendues et plus épaisses au sud de l'Outaouais et du Saint-Laurent qu'au nord. En aval de la confluence de ces deux cours d'eau et dans la vallée inférieure de l'Outaouais, les tills sont fréquemment enfouis sous des dépôts marins; ils affleurent cependant sur la marge nord des Appalaches du Québec. À l'ouest de la confluence, le till supérieur affleure fréquemment parmi les dépôts plus récents. Bien que remanié pendant la régression marine, il présente souvent une surface ondulée et parfois drumlinisée.

Trois nappes de till ont été reconnues dans les Appalaches, non visibles sur la même coupe. Le till inférieur a été identifié par forage et sur deux coupes. La nappe de till intermédiaire, fréquente dans les dépressions, affleure rarement en surface. Le till supérieur est relativement étendu et continu dans les vallées appalachiennes, et discontinu sur les crêtes et les monadnocks. Tous les tills appalachiens sont gris, relativement compacts et présentent une lithologie appalachienne significative, même s'ils contiennent quelques fragments du bouclier. Leur matrice est composée de silt ou de sable silteux. Des faciès de transition entre les tills des basses terres du Saint-Laurent et des Appalaches ont été observés sur la marge septentrionale des Appalaches.

Les tills de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches méridionales peuvent être divisés en deux groupes, selon leur position stratigraphique: les tills postérieurs aux Sédiments de Saint-Pierre (tableaux 4-6A, C) et les tills antérieurs (tableau 4-6B). La position stratigraphique est habituellement le meilleur critère d'identification des tills anciens; c'est le seul critère dans les Appalaches, où le Till de Johnville présente les mêmes caractéristiques apparentes que les tills supérieurs (tableaux 4-6B, C). La lithologie des tills anciens reflète celle du substratum local, ce qui indique une érosion glaciaire active du substratum et un transport sur une distance moyenne. Les tills anciens sont souvent oxydés mais les argiles ne montrent pas une altération profonde (Gadd, 1971; Shilts, 1981). La couleur rouge et le degré de compaction ne peuvent être retenus comme des critères caractéristiques.

Les différences entre les tills récents résultent des variations régionales des écoulements glaciaires postérieurs à l'Interstade de Saint-Pierre. On reconnaît trois types de successions lithostratigraphiques régionales: succession à deux unités glaciaires, dans la vallée supérieure du Saint-Laurent et la région de Montréal (tableau 4-6C), succession appalachienne composée de deux unités glaciaires (tableau 4-6C) et unité glaciaire apparemment unique, postérieure à l'Interstade de Saint-Pierre dans le reste de la vallée du Saint-Laurent (tableau 4-6A). Pour différencier ces tills sur le terrain, où les relations stratigraphiques ne sont pas évidentes, il faut souvent procéder à une analyse détaillée. Les paramètres utilisés jusqu'à maintenant sont la fabrique, la lithologie, la composition des minéraux lourds, l'altération et le pourcentage d'argile, de silt et de carbonates dans la matrice (Shilts, 1981; Prichonnet, 1984a; Parent, 1984a; Lamothe, 1985). Des tills d'ablation et des rudites à éléments anguleux, associés à la dernière nappe de till, se rencontrent partout dans les Appalaches et les Laurentides.

Les dépôts de contact et de marge glaciaire

Les dépôts de contact et de marge glaciaire participent à l'édification des moraines frontales et interlobaires et des accumulations qui accompagnent le retrait du front glaciaire. Ces dépôts sont caractérisés par des structures à l'emporte-pièce, des affaissements, des failles et des contrastes sédimentaires. Ce sont des matériaux à texture très variable: des diamictons et des tills flués, des blocs délavés, des rudites en vrac ou stratifiées, des sables et silts massifs ou stratifiés et parfois des silts et sables stratifiés intercalés dans les sédiments plus grossiers (Denis et Prichonnet, 1973; Rondot, 1974; Lamothe, 1977; Pagé, 1977; LaSalle et al., 1977a; Occhietti, 1980; Prichonnet 1982a, b). Ils créent des formes de relief très variées. Faessler (1948) a décrit une plaine d'épandage fluvioglaciaire située au nord de Saint-Raymond-de-Portneuf, dans la vallée de la Sainte-Anne; des cônes deltaïques associés au complexe morainique de Saint-Narcisse sont bien développés à Arundel (Laverdière et Courtemanche, 1961) et ailleurs (Gadd, 1971; Denis, 1976; Occhietti, 1980). Les deltas de marge glaciaire abondent dans les Appalaches. Ils sont extrêmement utiles pour reconstituer les positions successives du front glaciaire en retrait (McDonald, 1968; Prichonnet et al., 1982a; Boissonnault et Gwynn, 1983; Larocque et al., 1983b). Au moins un segment de la Moraine de Saint-Antonin est composé de dépôts fluvioglaciaires d'origine exclusivement appalachienne (Martineau et Corbeil, 1983) La grande majorité des bourrelets de déglaciation de la région de Granby (Prichonnet, 1984a) est constituée de dépôts de contact et d'épandage. Ces dépôts ont été fréquemment remaniés par les eaux marines (Hillaire-Marcel, 1974; Harrison, 1977; Richard, 1982). Les formes et les dépôts d'épandage subaquatique sont abondants dans les régions envahies par la Mer de Champlain (Rust, 1977; Chell, 1982), bien que la nature et l'origine de certains de ces sédiments soient controversées (Gadd, 1978b; Rust, 1978).

Les dépôts glaciolacustres

Les glaciers ont périodiquement obstrué la vallée du Saint-Laurent et les vallées appalachiennes adjacentes, créant des lacs de barrage glaciaire. Les affleurements de dépôts associés à ces lacs sont peu étendus, mais leur épaisseur peut atteindre 10 à 30 m. Ces sédiments glaciolacustres comportent plusieurs faciès distincts, des varves, des rythmites, des silts et des sables massifs ou interstratifiés et des turbidites; ils sont associés à plusieurs unités lithostratigraphiques distinctes d'âge différent (tableau 4-7).

Les sédiments glaciolacustres, déposés au contact de la marge glaciaire, ou à proximité de celle-ci, contiennent localement des matériaux que l'on attribue à l'activité glaciaire, notamment des blocs de délestage, des diamictons, des silts, sables et graviers stratifiés et des turbidites. Des sables, dont une partie est d'origine proglaciaire, sont intercalés entre les silts des Vieilles-Forges, au-dessus des Sédiments de Saint-Pierre, et le Till de Gentilly de la val-

lée moyenne du Saint-Laurent (fig. 4-25). Dans les régions de Montréal et du Haut-Saint-Laurent, des silts et sables glaciolacustres laminés et intercalés de gravier et de till sont attribués à des fluctuations de la marge glaciaire dans un lac glaciaire (le Complexe de till intermédiaire de Prest et Hode-Keyser, 1962, 1977).

Dans les Appalaches du Québec, divers dépôts sont associés à des lacs formés pendant la déglaciation, notamment des rythmites silteuses, des sables et graviers littoraux, des alignements de blocs délavés et des deltas perchés au-dessus de la limite de la Mer de Champlain. Ces dépôts permettent de reconstituer les diverses phases du Lac glaciaire Vermont, lac barré par le front de l'Inlandsis laurentidien, celles de divers autres lacs associés au retrait glaciaire complexe dans les Appalaches (MacClintock et Terasmae, 1960; McDonald, 1968; Prichonnet, 1982b). La Formation de Gayhurst, composée de rythmites de silt et de sable sous-jacentes au till supérieur, se trouve également dans cette région (McDonald et Shilts, 1971; Shilts, 1978; Parent, 1984a). Elle contient par endroits de faibles quantités de débris organiques à grain fin qui pourraient provenir du remaniement de dépôts plus anciens. Cette unité représente vraisemblablement un dépôt glaciolacustre accumulé au Wisconsinien moyen, à une époque où les Appalaches étaient partiellement déglacées.

Sédiments marins

À la fin du dernier étage glaciaire, les eaux marines ont envahi la vallée du Saint-Laurent. Le retrait glaciaire a progressivement ouvert aux eaux atlantiques la vallée enfoncée par glacio-isostasie. Le bassin comprend la partie occidentale de la Mer de Goldtwait en aval de Québec, et la Mer de Champlain, en amont, qui s'étendait jusque dans la basse vallée de l'Outaouais (Elson, 1969a). Ce bassin a fonctionné comme un immense estuaire. Des quantités énormes d'eaux de fonte et de glaces flottantes ont transité et favorisé le dépôt d'une couverture de sédiments fins pouvant dépasser 100 m d'épaisseur. Le relèvement isostatique, contemporain de la sédimentation, a provoqué la régression de la mer dans la vallée.

Les sédiments marins sont les dépôts quaternaires les plus étendus de la vallée du Saint-Laurent. Ils s'étendent de Pembroke, à l'extrémité occidentale de la basse vallée de l'Outaouais, jusque sur les rivages de l'estuaire maritime du Saint-Laurent, et de l'extrémité méridionale du Lac Champlain jusqu'à La Tuque, à 130 km au nord du fleuve. La composition lithologique et minéralogique des dépôts marins dérive directement des dépôts glaciaires. Les rudites et arénites ont la composition du till régional. Les argiles et silts sont composés d'une farine de roche incluant du quartz, des feldspaths, de l'amphibole, de l'illite, de la chlorite et des argiles interstratifiées. Gadd (1986) a décrit la séquence complète des sédiments marins de la région d'Ottawa, qu'il considère comme une série de lithofaciès. Dans ce texte, les sédiments marins sont subdivisés en trois ensembles, les faciès de transgression, d'inondation et de régression. Localement, les faciès transgressifs reposent sur des dépôts glaciomarins ou glaciolacustres; les faciès régressifs sont souvent recouverts par les dépôts fluviolacustres du réseau du Saint-Laurent.

Les dépôts glaciomarins

Les dépôts glaciomarins comprennent seulement les sédiments associés aux glaciers. Ils ont une étendue limitée. Les rudites et arénites glaciomarines sont des dépôts de contact et de cônes sous-marins accumulés en mer (Rust, 1977; Hillaire-Marcel, 1979). En général, ces dépôts rappellent les sédiments d'épandage subaquatique ordinaires, mais ils contiennent des fossiles marins. Les diamictons glaciomarins proximaux, déposés directement sous les marges glaciaires flottantes, sont rares. Ils affleurent dans l'axe de la Moraine de Saint-Narcisse, aux environs de Trois-Rivières et plus en aval, à Saint-Alban, sur la rivière Saint-Anne (Occhietti, 1977b, 1980), à la base de la coupe de Saint-Nicolas, au sud de Québec (Gadd et al., 1972a; Occhietti et Hillaire-Marcel, 1982) et près de Wakefield, dans la vallée de la Gatineau (Fulton et al., 1986). Ils sont massifs et leur épaisseur peut atteindre 15 m; ils ressemblent à du till mais contiennent des coquilles marines entières ou des fragments. Les dépôts glaciomarins distaux sont des argiles marines qui contiennent des débris et des masses de diamicton délestés par des icebergs.

Les faciès de transgression

Les dépôts accumulés pendant la transgression marine se trouvent à la base des coupes. De faible étendue et d'épaisseur décimétrique, ils marquent l'arrivée de l'eau de mer. Ces dépôts comprennent des faciès pseudo-varvés, des rythmites et des faciès à stratification parallèle composés de gravier, de sable et de silt sous de l'argile d'origine incontestablement marine (Gadd, 1971; Occhietti, 1980). Anderson et al. (1985) et Parent (1987) ont qualifié de glaciolacustres des dépôts similaires qui contiennent l'association d'ostracodes d'eau douce à *Candona subtriangulata.* Rodrigues (1987) a confirmé la présence de faunes d'eau douce dans les sédiments laminés, sous la séquence marine.

Les faciès d'inondation

Les faciès d'inondation marine forment une couverture dans la majeure partie des basses terres. Leur épaisseur varie de plusieurs mètres à 100 m. Les sédiments se sont accumulés en eaux marines calmes à une profondeur allant de quelques dizaines de mètres à 250 m. L'appellation usuelle de sédiments marins profonds est en fait impropre par rapport aux véritables sédiments de mers profondes. Les faciès d'inondation sont composés d'argile, de silt et parfois de sable fin, à structure massive ou finement stratifiée. Les fossiles y sont rares. Les taux de sédimentation sont élevés dans les zones proches de la marge glaciaire; ils atteignent 200 mm par an dans le bassin para-marin de la rivière Saint-Maurice (Occhietti, 1980). Occhietti (1980) distingue, parmi les sédiments observés à la marge laurentidienne de la Mer de Champlain, un faciès de décantation finement laminé ou massif, un faciès paramarin stratifié et non fossilifère, et un faciès de dispersion prodeltaïque, représenté par des silts à stratification parallèle ou à structure de gravité et pauvres en fossiles.

Les faciès de régression

Les dépôts de régression marine sont localement très étendus. En général, ils sont composés de sables et de silts stratifiés dont l'épaisseur varie de quelques décimètres à

Figure 4-28. Sable fossilifère du faciès régressif de la Mer de Champlain à Saint-Nicolas, au sud-ouest de Québec. 200300-W

quelques mètres; ils ne sont pas toujours fossilifères. Leur minéralogie quartzitique permet de les distinguer facilement des sédiments fluvioglaciaires (de Boutray, 1975). La stratification est horizontale ou oblique. Le meilleur exemple de ce faciès est illustré à la gravière fossilifère de Saint-Nicolas (Gadd et al., 1972a; Occhietti et Hillaire-Marcel, 1982; fig. 4-28). Au même site, un autre faciès de 4 ou 5 m d'épaisseur, à lits alternés de sable et de silts, marque la phase ultime d'émersion dans des petites baies soumises aux marées (Hillaire-Marcel, 1974, 1979).

Les faciès littoraux varient en fonction de la paléogéographie, de la durée de stabilité du rivage, des sources de matériel détritique et du mode de transport du matériel (Hillaire-Marcel, 1979). Les paléorivages perchés sont représentés par des cordons horizontaux de blocs et de galets délavés sur les versants rocheux, notamment au pied du contrefort des Laurentides. De vastes cordons littoraux sableux sont édifiés sur les deltas et les terrasses fluvioglaciaires et prolongent des crêtes fluvioglaciaires. Des flèches littorales sont construites dans les endroits abrités, par exemple les flèches fossilifères des Montérégiennes (Prichonnet, 1977). Le dépôt littoral le plus fréquent est un résidu de blocs ou de galets et gravier produit par le remaniement marin des matériaux sous-jacents. Ces dépôts forment soit une couche superficielle de dépôts grossiers discordants, soit une unité superficielle fossilifère à grain grossier, en contact progressif avec les dépôts sous-jacents (Gadd et al., 1972b; Hillaire-Marcel, 1979, 1981a; Occhietti et Hillaire-Marcel, 1982).

Les dépôts deltaïques abondent en bordure et à l'intérieur du bassin de la Mer de Champlain. Ils sont composés en grande partie de sable à lits frontaux et sommitaux. Ils reposent le plus souvent sur un faciès prodeltaïque silteux bien lité. Pendant la régression de la mer, les deltas se sont déplacés vers le centre du bassin, produisant des deltas emboîtés et parallèles aux cours d'eau actuels.

Les fossiles marins

Les dépôts marins sont riches en fossiles marins et terrestres (tableau 4-8). Les coquilles ont été inventoriées par Wagner (1970) et étudiées par Elson (1969b). Cronin (1977a) s'est servi d'assemblages de microfossiles pour étudier la paléo-écologie de la Mer de Champlain, et a reconnu trois phases environnementales marines distinctes. Hillaire-Marcel (1977, 1980, 1981a) a décrit les diverses communautés rencontrées dans l'ensemble des mers postglaciaires du Québec. En se fondant sur les données écologiques et sur l'analyse des isotopes ^{18}O et ^{13}C, il a distingué sept communautés différentes et six sous-communautés caractéristiques des milieux marins (fig. 4-29, tableau 4-8). Rodrigues et Richard (1983, 1986) ont reconnu sept communautés dans le bassin occidental de la Mer de Champlain. Certaines d'entre elles correspondent aux communautés décrites par Hillaire-Marcel.

HISTOIRE DU QUATERNAIRE

La vallée du Saint-Laurent et les Appalaches adjacentes occupent une position intermédiaire entre le cœur de l'Inlandsis laurentidien, au centre du Québec, et la marge extrême de l'inlandsis à Long Island, dans l'État de New York. De plus, le contexte géomorphologique très contrasté est à l'origine des différents styles de glaciation de la région. La vallée du Saint-Laurent a canalisé la glace en provenance du Bouclier canadien jusque dans le golfe du Saint-Laurent à l'est, les Grands Lacs à l'ouest et le fossé de Champlain-Hudson au sud. Les Appalaches ont une histoire plus complexe: elles ont été successivement recouvertes par les glaces d'un centre d'accumulation régional, puis par l'inlandsis qui a débordé de la vallée du Saint-Laurent et, au cours du retrait de ce dernier, elles sont redevenues un centre de dispersion régional, localement favorable à une accumulation. Tous ces facteurs expliquent la grande diversité des unités de même âge et la difficulté d'intégrer celles-ci dans une histoire du Quaternaire cohérente.

Il existe plusieurs synthèses régionales et interrégionales de l'histoire quaternaire de la vallée du Saint-Laurent et de la région appalachienne (Prest, 1970, 1977; McDonald et Shilts, 1971; McDonald, 1971; Gadd et al., 1972a, b; Dreimanis et Karrow, 1972; Dreimanis et Goldthwait, 1973; Dreimanis, 1977; Occhietti, 1982; Karrow, 1984; LaSalle, 1984). Les Sédiments de Saint-Pierre servent d'unité repère aux corrélations régionales et interrégionales, car c'est la seule unité non glaciaire que l'on ait pu reconnaître avec quelque certitude dans la plus grande partie de la sous-région. Il est donc essentiel d'établir l'âge des Sédiments de Saint-Pierre afin de pouvoir reconstituer l'histoire quaternaire de la sous-région. Des débris végétaux, des concrétions calcaires et les sédiments eux-mêmes ont été datés par diverses méthodes: radiocarbone, enrichissement du ^{14}C, thermoluminescence, Uranium-Thorium et aminochronologie. Les datations obtenues ne sont pas homogènes et ne font pas l'unanimité (Gadd et al,, 1972; Lamothe et al., 1983; LaSalle, 1984).

Événements antérieurs au dernier maximum glaciaire

Événements non glaciaires antérieurs à l'Intervalle de Saint-Pierre

La terrasse Mic-Mac, identifiée par Goldthwait (in: Gadd, 1971), est décrite sur la rive sud du moyen estuaire par

Tableau 4-8. Fossiles de la Mer de Champlain et de la marge occidentale de la Mer de Goldthwait.

Communautés de coquilles marines pélécypodes, gastéropodes, cirripèdes, brachiopodes (Hillaire-Marcel, 1977, 1981a)	Autres invertébrés (Wagner, 1970; Fulton, 1987)	Poissons (Harington, 1978; Fulton, 1987)	Mammifères (Harington, 1971, 1972, 1977, 1978; Harington and Occhietti, 1988) Oiseaux (Harington and Occhietti, 1980)	Végétaux Algues marines (Mott, 1968; Illman et al., 1970)	Plantes (Fulton, 1987)
Zone intertidales ou peu profondes : 7 *Hemithyris psittacea* 6 *Mya arenaria* 5 *Macoma balthica* 4 *Mytilus edulis* Faciès grossiers 3 *Hiatella arctica* a sous-communauté supérieure : *Macoma balthica* b sous-communauté intermédiaire *Mytilus edulis*, *Balanus crenatus*, *B. balanus* c sous-communauté profonde *Mya truncata*, *Balanus hameri* Eau froides ultrahalines 2 *Macoma calcarea* a sous-communauté supérieure : *Astarte* sp b sous-communauté intermédiaire *Chlamys islandicus*, *Serripes groenlandicus* c sous-communauté profonde *Balanus hameri*, *Nuculana* sp. *Nucula tenuis* Proximité du front glaciaire 1 *Portlandia arctica*	Échinodermes : *Crossaster papposus* *Ophiura* sp. *Ophiocoma* sp. or *Amphiura* sp. *Strongylocentrus drobachienois* Démosponges : *Tethya logani* Vers marins : *Nereis pelagica* Crustacés : *Mesidotea sabini* Euphausiacés (près des *Meganycliphanes*) *Estheria dawsonii* xx Insectes: Bibion: *Bibio* sp. Éphémère : Ephemeridae Coléoptère : *Fornax ledensis* x Coléoptère : *Tenebrio calculensis* x Coléoptère : *Byrrhus ottawaensis* x Byrrhe pilule : Byrrhidae (*Cytilus* ou (*Byrrhus*) Trichoptère : *Phryganea ejecta* x	Capelan *Mallotus villosus* Truite grise *Salvelinus namaycush* Éperlan arc-en-ciel : *Osmerus mordax* Grosse poule de mer : *Cyclopterus lumpus* Épinoche à trois épines : *Gasterosteus aculeatus* (forme *trachurus*) Morue de l'Atlantique : *Gadus morhua* Cisco de lac : *Coregonus artedii* Meunier rouge : *Catostomus catostomus* Microgade : *Microgadus tomcod* Chabot à tête plate : *Coftus ricei* Hémithriptère d'Amérique *Myoxocephalus thompsoni* Poissons semblables à la baveuse : *Blennioidea*	Mammifères marins : Baleines : -*Delphinapterus leucas* -*Megaptera novaengliae* -*Balaena mysticetus* -*Balaenoptera physalus* Phoques : -*Phoca groenlandica* -*Phoca hispida* -*Phoca vitulina* -*Erignathus barbatus* Morse : -*Odobenus rosmarus* Mammifères terrestres : Lièvre : -*Lepus americanus* Martre : -*Martes americana* Tamia rayé : -*Tamias striatus* Oiseaux : -*Somateria* cf. *mollissima*	*Laminaria* *Rodymenia* probable *Audouinella membranacea* *Acrochaetium* sp. Érable à surcre : -*Acer saccharinum* Aulne: -*Alnus* sp. Bouleau jaune : -*Betula alleghaniensis* (*B. lutea*) Brasénie de Schreber : -*Brasenia schreberi* (*B. peltata*) Brome cilié: -*Bromus ciliatus* Carex: -*Carex magellanica* Orchis à feuille ronde : -*Drosera rotundifolia* Élodée du Canada : -*Elodea canadensis* Algues: -*Encyonema prostratum* (*Cymbella prostratum*) Prêle fluviatile: -*Equisetum fluviatile* (*E. limosum*) Prêle faux-scirpe : -*Equisetum scirpoides* Prêle des bois : -*Equisetum sylvaticum* Mousse aquatique : -*Fontinalis* sp. Fucus : -*Fucus digitalis*	Gaylussaccia à fruits bacciformes : -*Gaylussacia baccata* (*G. resinosa*) Sphaignes -*Hypnum fluitans* Oryzopsis à feuilles rudes : -*Orizopsis asperifolia* Peuplier baumier : -*Populus balsamifera* Grand tremble -*Populus grandidentata* Potamot : -*Potamogeton pectinatus* Potamot : -*Potamogeton perfoliatus* Potamot : -*Potamogeton pusillus* Potamot : -*Potamogeton rutilans* xx Potentille ansérine : -*Potentilla anserina* Saule : -*Salix* sp. Typha à feuilles larges : -*Typha latifolia* Vallisnérie américaine : -*Vallisneria americana* (*V. spiralis*)

Assemblages d'ostracodes (Cronin, 1977a, b)	Biozones à foraminifères, d'après des carottes du lac Champlain (Fillon et Hunt, 1974, Corliss et al., 1982)	Assemblages de foraminifères (Guilbault, 1980)	Assemblages de diatomées de la Mer de Goldthwait (Lortie, 1983)	Assemblages et communautés de coquilles, de foraminifères et d'ostracodes de la vallée de l'Outaouais et de la partie occidentale de la Mer de Champlain (Rodrigues et Richard, 1983, 1986; Anderson et al., 1985)	Synthèse biostratigraphique et paléohydrologique : séquence verticale composite et diachronique
Phase supérieure; eaux froides à tempérées, saumâtres : *Cytheromorpha fuscata* *Cytherura gibba* *Leptocythere castanea*	5 *Elphidium clavatum* 4 *Elphidium clavatum* et *Protelphidum orbiculare*	Unités peu profondes : *Elphidium hallandense* ou *Elphidium albiumbilicatum* Zone C, mésohaline tempérée *Elphidium excavatum*	Phase supérieure; eaux saumâtres et peu profondes : *Cyclotella caspia* *Cocconeis costata* *C. scutellum* var. *stauroneiformis*	Phase lacustre supérieure : *Lampsilis siliquoidea* Assemblages d'eaux peu profondes : *Mya arenaria* — *Elphidium albiumbilicatum*, *Elphidium clavatum*, *Protelphidium orbiculare*	g)lac d'eau douce ou estuaire fluvial à *Lampsilis* f) eaux côtières ou littorales, saumâtres, tempérées, peu profondes (température estivale de 20 °C; salinité de 3 à 18‰)
Phase intermédiaire; eaux froides, euhalines ou polyhalines : *Cytheropteron* sp. *Finmarchinella curvicosta* *Baffinicythere emerginata* *Cythere lutea* *Palmanella limicola* *Cytheromorpha macchesneyi*	3 *Protelphidium orbiculare* et *Elphidium bartletti* 2 *Islandiella islandica* et *Islandiella teretis*	Zone B, mésohaline *Elphidium clavatum* forma *clavata* Zone A, arctique : *Cassidulina reniforme* *Islandiella helenae* ou *Elphidium excavatum* *Islandiella norcrossi*	Phase régressive; eaux moins profondes et plus saumâtres : *Cocconeis scutellum* var. *stauroneiformis* *Cocconeis costata* *Nitzschia cylindrus* *Chaetoceros* sp. Phase marine; eaux profondes et salines : *Stephanopyrix turris* var. *intermedia* *Coscinodiscus* sp.	*Macoma balthica* *Mytilus edulis* Assemblage rare: *Mya truncata* Assemblages d'eaux profondes et froides, à salinité élevée ou variable *Hiatella arctica* — *Elphidium clavatum*, *Eoeponidella* sp., *Protelphidium orbiculare* *Balanus hameri* — *Astronomion gallowayi*, *Cassidulina reniforme*, *Cibicides lobatulus*, *Islandiella norcrossi*	e)eaux mésohalines, arctiques ou subarctiques, à profondeur moyenne (température estivale de 10 à 12 °C; salinité de 18 à 24‰) d)eaux arctiques froides, polyhalines, à profondeur moyenne (salinité de 22 à 28‰) c)eaux arctiques froides, euhalines, profondes (température de 0 à 4°C, salinité de 30 à 33‰)
Phase de transition inférieure; eaux froides, douces ou saumâtres : *Candona subtriangulata* *Cytheromorpha macchesneyi*	1 *Islandiella teretis*	Zone de transition antérieure à la zone A, eaux profondes : *Cassidulina reniforme* *Elphidium* sp.		*Portlandia arctica* Phase de lac glaciaire; eaux douces, profondes *Candona subtriangulata* *Cytherissa lacustris* *Lymnocythere friabilis*	b)eaux transitionnelles froides, profondes, douces à saumâtres a)lac glaciaire d'eau douce à *Candona subtriangulata*

x À vérifier
xx Position taxonomique incertaine

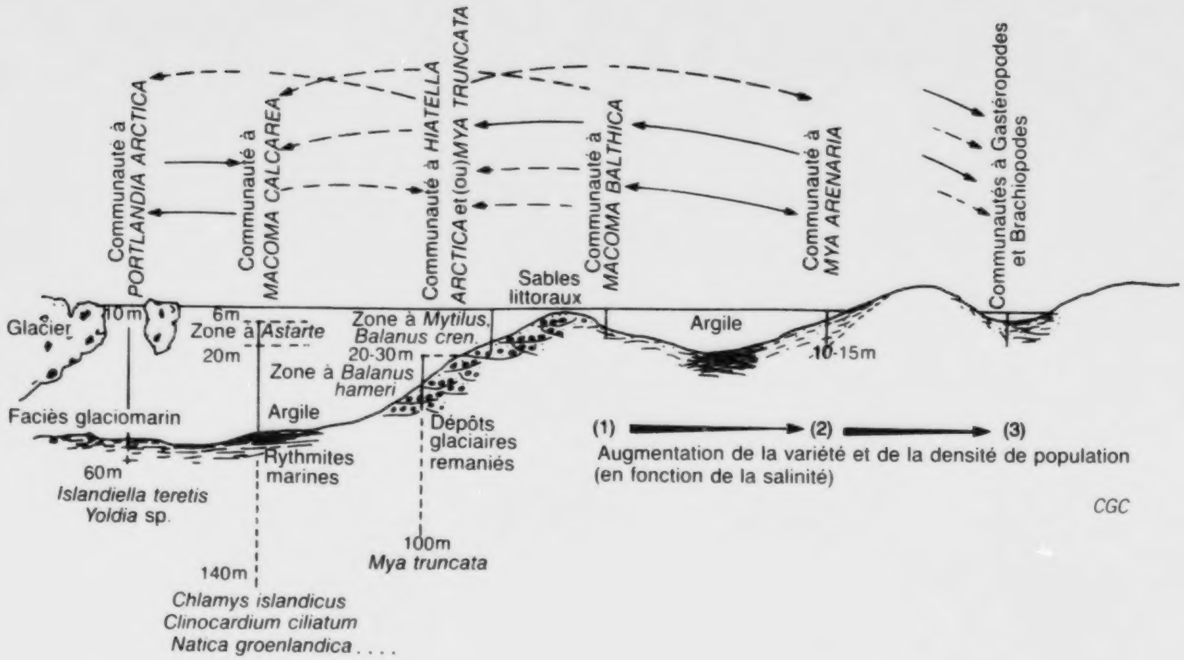


Figure 4-29. Principaux assemblages faunistiques de la Mer de Champlain en relation avec le type de substrat et la profondeur (Hilaire-Marcel, 1979).

Dionne (1963 b) et Locat (1977). Des témoins existent également sur la rive nord (Brodeur et Allard, 1985). La terrasse est mise en corrélation avec la plate-forme d'abrasion littorale observée dans les provinces atlantiques et attribuée au dernier interglaciaire, celui du Sangamonien (Grant, 1977). Elle implique une érosion littorale active associée à un niveau eustatique d'environ 6 m plus haut que l'actuel. L'âge n'a pu être établi directement. Toutefois, aux environs de Québec, elle est sous-jacente aux rythmites qui reposent sous les sédiments attribués à l'Intervalle de Saint-Pierre (LaSalle, 1984).

Le substratum sous les dépôts antérieurs à l'Intervalle de Saint-Pierre se trouve au niveau de base actuel ou en-dessous. Même en tenant compte de la compensation glacio-isostatique résiduelle, il semble par conséquent que le niveau de base du Saint-Laurent au Sangamonien (et peut-être celui des interglaciaires antérieurs) était aussi profond que celui d'aujourd'hui.

Les sédiments inférieurs à débris organiques de Pointe-Fortune semblent représenter l'optimum climatique du Sangamonien, qui équivaut à l'étage isotopique 5e de l'^{18}O (T.W. Anderson, J.V. Matthews, Jr. et R.J. Mott, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1987; Veillette et Nixon, 1984; Anderson et al., 1987). Ces sédiments et les dépôts de 30 à 40 m d'épaisseur sous-jacents aux Sédiments de Saint-Pierre, près du stratotype, sont encore peu connus; il en est de même des dépôts de plus de 60 m d'épaisseur sous l'équivalent des Sédiments de Saint-Pierre à l'île aux Coudres (J.P. Leroux, ministère des Transports du Québec, rapport inédit, 1986). La découverte de plusieurs unités au-dessous de la formation classique des Sédiments de Saint-Pierre, dans la région de Saint-Pierre-les-Becquets (Lamothe, 1987; Occhietti et al., 1987), porte à croire qu'il reste à décrire une longue séquence d'événements antérieurs à l'Intervalle de Saint-Pierre.

Dans les Appalaches, les sédiments pré-Johnville ont une origine non glaciaire, mais ils contiennent des galets provenant du Bouclier canadien (McDonald, 1971). Ils indiquent un intervalle non glaciaire antérieur à celui des Sédiments de Saint-Pierre et l'existence d'au moins une glaciation majeure antérieure à leur dépôt.

Événements glaciaires antérieurs à l'Intervalle de Saint-Pierre

Au moins trois grandes glaciations antérieures à l'Intervalle de Saint-Pierre ont été mises en évidence (Ford et al., 1984); leur nature, leur étendue et leur mode d'écoulement ne sont toutefois pas connus.

L'existence d'une glaciation antérieure aux sédiments pré-Johnville dans les Appalaches a été évoquée plus haut. Le Till de Johnville est attribué à une glaciation qui a immédiatement précédé l'Intervalle de Saint-Pierre; ce till affleure rarement (McDonald et Shilts, 1971; Shilts, 1981; Parent, 1984a).

Entre Montréal et Québec et entre Les Vieilles-Forges et le piémont appalachien, il existe plusieurs tills sous les Sédiments de Saint-Pierre. Il s'agit des tills de Bécancour, d'Odanak, de Donnacona et de Pointe Saint-Nicolas, du till inférieur de Pointe-Fortune (tableau 4-6B) et du till rencontré à la base des sondages près de Saint-Pierre-les-Becquets (Lamothe, 1987). Cependant, la corrélation de ces tills reste à étudier.

Tableau 4-9. Datations au ^{14}C de concrétions carbonatées et datations par thermoluminescence de sédiments lacustres et glaciolacustres.

Unité lithostratigraphique	Localité	Âges ^{14}C	Caractéristiques du matériel daté par le ^{14}C	Âges établis par thermoluminescence	Références	Commentaires
Till de Gentilly	Pierreville	34 000 +1800/-1400 BP, UQ-312 36 400 +3000/-2400 BP, UQ-494 37 200 +2400/-2500 BP, I-12 894 26 000 ± 2300 BP, UQ-484	concrétions calcaires striées par le transport glaciaire		Lamothe, 1985	concrétions antérieures à l'invasion glaciaire; âge de la formation des concrétions et peut-être âge maximal de l'avancée glaciaire
Varves de la Formation de Pierreville	Pierreville	34 000 ± 1050 BP, UQ-406 $\delta^{13}C$ = -13 13‰ 36 400 +3000/-2400 BP, UQ-494	concrétions calcaires ovoïdes	135 ± 26 ka >82 ± 15 ka	Lamothe, 1984a, 1985	la formation des concrétions pourrait dater de 34 ka; la datation par thermoluminescence rapporte les sédiments à l'Illinoien supérieur
Varves de la Formation de Deschaillons	Deschaillons	36 280 ± 2410 BP, QU-279 37 500 +2300/-1800 BP, QC-357 34 900 +1625/-1350 BP, QU-559	concrétions syngénétiques, discoïdales et déformées		Hillaire-Marcel et Pagé, 1981	âge de la formation des concrétions et probablement âge minimal des sédiments
Varves de la Formation de Gayhurst	Ancien barrage Gayhurst sur la Rivière Chaudière	32 900 +1450/-1225 BP, QC-508 20 640 ± 640 BP, QC-558 20 600 ± 350 BP, UQ-556	concrétions calcaires		Hillaire-Marcel, 1979	âge de la formation des concrétions, et âge minimal probable des sédiments
Varves de la Formation de Rivière aux Vaches	Pierreville	28 030 ± 760 BP, UQ-130	concrétions discoïdales	86,3 ± 17 ka >76,7 ± 15 ka	Lamothe, 1984a, 1985	la formation des concrétions date peut-être de 28 ka; les sédiments datent de 86 ka
Silts et sables stratifiés de la Formation de Saint-François-du-Lac	Pierreville			61,2 ± 11 ka 61,1 ± 9,2 ka >53,7 ± 8,1 ka	Lamothe, 1984a, 1985	les sédiments datent d'environ 60 ka

Outre les tills, les unités d'argile varvée nous renseignent sur les phases glaciaires anciennes qui ont eu lieu dans la vallée du Saint-Laurent. Chaque dépôt glaciolacustre est attribué au barrage de l'extrémité inférieure de la vallée par des glaces laurentidiennes ou appalachiennes. Des épisodes lacustres ont précédé et suivi chaque événement glaciaire qui a comblé de glace la vallée du Saint-Laurent. Il est difficile de distinguer les différentes unités glaciolacustres, ce qui maintient une certaine ambiguïté dans la stratigraphie quaternaire des basses terres. Par exemple, sur la coupe de Pierreville, les sédiments varvés de la Formation de Pierreville (Lamothe, 1985) reposent sous les Sédiments de Saint-Pierre. La datation par thermoluminescence de ces sédiments donne un âge de 135 ka (tableau 4-9); si cet âge est exact, les dépôts dateraient de l'Illinoien supérieur (Lamothe, 1985). Selon Gadd (1971), les argiles finement laminées de Rivière aux Vaches qui affleurent sur la rive opposée de la rivière Saint-François, sont en corrélation avec la base de ces sédiments varvés, le tout formant une seule unité. Or, les âges d'environ 80 ka obtenus par thermoluminescence (Lamothe, 1984a; tableau 4-9) donnent à penser que ces argiles, recouvertes de sables stériles, représentent un épisode glaciolacustre postérieur à l'optimum climatique du Sangamonien (étage isotopique marin 5a), qu'elles sont plus jeunes que les varves de Pierreville et qu'elles ont précédé immédiatement le dépôt des Sédiments de Saint-Pierre. Gadd (1971) attribue la séquence varvée unique à un lac glaciaire postérieur à la glaciation qui a mis en place le Till de Bécancour. Il rapporte le till et les sédiments varvés au stade de Bécancour, qui précède immédiatement l'Intervalle de Saint-Pierre. Dreimanis et Karrow (1972) ont rebaptisé cet épisode du nom de Stade de Nicolet. Sur la base des datations par thermoluminescence et des données stratigraphiques, Lamothe (1984b, 1985) a conclu que les varves de Pierreville datent de l'Illinoien et qu'une lacune représentant l'Interglaciaire de Sangamon les sépare de ce qu'il a appelé les argiles de Rivière aux Vaches. Il existe donc un profond désaccord sur le nombre et la chronologie des unités glaciaires et lacustres reconnues dans la vallée du Saint-Laurent.

Événements de l'Intervalle de Saint-Pierre

Dans la vallée du Saint-Laurent, un groupe de sédiments glaciolacustres, lacustres et fluviatiles vient s'intercaler entre le Till de Bécancour (ou certains tills anciens) et le Till de Gentilly (ou le groupe d'unités équivalentes) (tableau 4-10). La succession d'unités dans la partie centrale de la vallée a été examinée et définie par Gadd (1960, 1971), augmentée en partie par Occhietti (1980) et reconsidérée par Lamothe (1984a, b, 1985, 1987), Occhietti (1982) et Occhietti et al. (1987). D'autre part, cinq ensembles de séquences lithostratigraphiques ont été identifiées dans la sous-région (fig. 4-22): Pointe-Fortune (site 1), vallée du Saint-François (site 2), Les Vieilles-Forges-Saint-Pierre-les-Becquets (sites 3 et 4), Donnacona-Pointe Saint-Nicolas (sites 5 et 6) et Beauport-île aux Coudres (sites 7, 8 et 9). Les études palynostratigraphiques et les datations absolues effectuées jusqu'à présent ne permettent pas d'établir des corrélations incontestables entre les unités de ces cinq ensembles; toutefois, à en juger par la succession des dépôts (fig. 4-30), l'Intervalle de Saint-Pierre semble avoir été caractérisé par deux phases principales, un épisode fluvial non glaciaire à l'origine des Sédiments de Saint-Pierre

Figure 4-30. Unités du site de Pierreville: A. varves de Pierreville; B. Sédiments de Saint-Pierre; C. silts et sables lacustres; D. Till de Gentilly. 200300-V

(Gadd, 1960) et un épisode lacustre et deltaïque (Gadd, 1971; Occhietti, 1982; Lamothe, 1985).

Épisode fluvial non glaciaire. Les Sédiments de Saint-Pierre, composés de sable fluviatile, de tourbe, de silt et d'argile, évoquent un milieu fluvial à énergie relativement faible. Il semble qu'à cette époque la vallée du Saint-Laurent était un large bassin à fond plat occupé par des tourbières et des lacs peu profonds reliés entre eux par un réseau fluvial assez étendu et à pente faible.

Le contenu pollinique et les macrofossiles de plantes et d'insectes sont révélateurs d'un climat interstadiaire, les températures étant généralement plus fraîches que celles d'aujourd'hui (Terasmae, 1958). D'après le diagramme pollinique établi par Terasmae aux Vieilles-Forges, *Picea* et *Pinus* constituent les genres dominants; les feuillus tempérés comme *Quercus, Fagus, Tilia* et *Carya* représentent la phase climatique optimale. L'abondance occasionnelle de bouleaux (*Betula*), d'aulnes (*Alnus*) et de plantes herbacées comme *Typha*, indique des variations locales, notamment du drainage. Le contenu pollinique révisé et la présence de la pruche de l'Est (*Tsuga canadensis*) dans la flore du site des Vieilles-Forges, évoquent une forêt boréale méridionale (Clet et Occhietti, 1988).

Dans les Appalaches, la Formation de Massawippi, qui est généralement mise en corrélation avec les Sédiments de Saint-Pierre (McDonald et Shilts, 1971), semble avoir une origine surtout lacustre. Elle contient des grains de pollen de *Picea, Pinus* et *Betula*, typiques de la forêt boréale, et d'espèces subarctiques.

L'âge et la durée de l'Intervalle non glaciaire de Saint-Pierre sont encore très controversés (voir la discussion dans Occhietti, 1982). Une première datation au ^{14}C, d'environ 11 ka, a amené Gadd (1953) à corréler cet intervalle avec les intervalles d'Alleröd et de Two Creeks. Or cette datation, obtenue aux débuts de l'utilisation de la méthode, a été rapidement remise en question par les nombreuses nouvelles datations en excédant les limites. L'âge le plus ancien qui paraisse acceptable, obtenu par enrichissement isotopique, est de 74 700 (+2 700/-2 000) ans (QL-198; Stuiver et al., 1978). Il est assez proche de l'âge

Tableau 4-10. Corrélations lithostratigraphiques, vallée du Saint-Laurent et Appalaches méridionales.

			Vallée supérieure du Saint-Laurent (MacClintock, 1958, Clark et Karrow, 1983)	Région de Montréal et piémont des Appalaches méridionales (LaSalle, 1981, Prichonnet, 1982a, Veillette et Nixon, 1984)	Vallée moyenne du Saint-Laurent (Gadd, 1971; Occhietti, 1982; Lamothe, 1985; Parent, 1987)	Québec et estuaire moyen du Saint-Laurent (Gadd, 1971; Karrow, 1957; LaSalle, 1984)	Appalaches méridionales: Estrie, haute Beauce (McDonald and Shilts, 1971)	Appalaches méridionales: Bois-Francs, Beauce (Chauvin, 1979a)
QUATERNAIRE	Holocène		Sédiments lacustres, fluviatiles, éoliens et organiques					
QUATERNAIRE	Wisconsinien supérieur	Stade de Trois-Rivières	Sédiments marins					
			sédiments varvés	varves du lac Chambly	sédiments varvés		sédiments des lacs glaciaires Vermont et Memphrémagog	
			Till B (anciennement Till de Fort Covington)	Till de Saint-Jacques	Till de Gentilly (plusieurs unités)	Till de Gentilly, Till de Québec	Till de Lennoxville	Till de Thetford Mines
	Wisconsinien moyen		·sédiments varvés ·complexe du till intermédiaire ·sédiments varvés	varves du lac Châteauguay			Formation de Gayhurst	Formation du Ruisseau Perry (sédiments varvés)
	Wisconsinien inférieur		Till A (anciennement Till de Malone)	Till de l'Ange-Gardien			Till de Chaudière	Till de Norbestos
			sédiments varvés		rythmites	varves de Beaupré		
	Wisconsinien inférieur ou Sangamonien et Illinoien	Interstade de Saint-Pierre		Sédiments de Saint-Pierre	Formation de Saint-François-du-Lac, Sédiments de Saint-Pierre	Sédiments de Saint-Pierre, d'Anse aux Hirondelles et de Donnacona	Formation de Massawippi	
		Stade de Nicolet			Formation de Rivière aux Vaches, Formation de Pierreville, Varves de Deschaillons			
				till ancien de Pointe-Fortune	Till de Bécancour Till d'Odanak	Till de Bécancour, Till de Saint-Nicolas	Till de Johnville	
					sédiments varvés pré-Bécancour		sédiments pré-Johnville	

de 61 ka établi par thermoluminescence (Lamothe, 1984a; tableau 4-9). L'Interstade de Saint-Pierre a été attribué au Wisconsinien inférieur, et n'aurait duré que quelques milliers d'années (Terasmae, 1958; Dreimanis et Karrow, 1972). Étant donné qu'un seul till a été trouvé au-dessus des Sédiments de Saint-Pierre, près du stratotype, l'englacement de la région aurait duré pendant tout le reste du Wisconsinien. Des datations au radiocarbone de fragments de bois et de tourbe provenant d'unités mises en corrélation avec les Sédiments de Saint-Pierre (tableau 4-5) ont donné des âges de l'ordre de 28 à 38 ka et conduisent à une autre hypothèse selon laquelle l'Intervalle de Saint-Pierre aurait persisté pendant une grande partie du Wisconsinien moyen. LaSalle (1984) estime que les âges significatifs obtenus aux environs de Québec sont à écarter, les échantillons étant contaminés par de petites racines récentes, et que les datations obtenues par la méthode du benzène au laboratoire de Québec (dates QU) ou ailleurs ne sont pas fiables dans cette gamme d'âge. Le bois et la tourbe contenus dans les sédiments non glaciaires de l'île aux Coudres ont donné une première série d'âges significatifs (tableau 4-5). Brodeur et Allard (1985) ont mis en corrélation ces dépôts avec les Sédiments de Saint-Pierre, en retenant avec réserve l'hypothèse d'un intervalle de Saint-Pierre se prolongeant au Wisconsinien moyen. Deux nouvelles datations d'âge non significatif ont finalement été obtenues (M. Allard, Département de géographie, Université Laval, communication personnelle, 1987), qui permettent de corréler les dépôts de l'île aux Coudres aux Sédiments de Saint-Pierre sans modifier la durée généralement admise de l'Intervalle de Saint-Pierre.

Épisode lacustre. Des silts stratifiés et des silts argileux d'origine lacustre (partie moyenne de la formation de Saint-François-du-Lac; Lamothe, 1985), ainsi que des rythmites contenant des pollens thermophiles aux Vieilles-Forges (Clet et Occhietti, 1988) reposent au-dessus des Sédiments de Saint-Pierre. Le contenu pollinique est abondant et les essences thermophiles (*Tsuga, Tilia, Carya*) comptent pour 7,6% des grains de pollen dans les rythmites des Vieilles-Forges (Clet et Occhietti, 1988). Les silts stratifiés passent progressivement vers le haut à des sables déposés sous forme d'épandages en eau peu profonde à Pierreville (partie supérieure de la formation de Saint-François-du-Lac; Lamothe, 1985), et à des sables prodeltaïques et deltaïques aux Vieilles-Forges (Occhietti, 1980). D'après l'altitude du sommet de ces sédiments aux Vieilles-Forges, le lac a atteint une altitude d'au moins 36 m au-dessus du niveau actuel de la mer (Occhietti, 1982). La figure 4-31 montre l'étendue hypothétique du lac, dont l'origine reste à éclaircir.

Contexte environnemental de l'Intervalle de Saint-Pierre. Au cours de l'Intervalle de Saint-Pierre, le niveau de base du réseau hydrographique dans lequel les sédiments se sont accumulés a varié entre 5 et 27 m au-dessus du niveau actuel de la mer. L'altitude maximale relative a été établie d'après l'altitude actuelle des sédiments organiques à l'île aux Coudres. Le contexte paléo-environnemental suppose des conditions de type interstadiaire, associées à l'une des phases tempérées fraîches de la fin du Sangamonien ou du début du Wisconsinien (Occhietti, 1980, 1982). Le niveau de la mer était alors à -13 ou -18 m par rapport au niveau moyen actuel. La différence d'altitude entre les sédiments soulevés et le faible niveau eustatique de l'intervalle peut s'expliquer par l'enfoncement isostatique de la vallée du Saint-Laurent; ce dernier était causé par une surcharge glaciaire sur le Bouclier canadien et était peut-être accentué par un éventuel enfoncement résiduel hérité du stade glaciaire antérieur.

En conclusion, l'Intervalle de Saint-Pierre évoque un climat frais, une sédimentation dans une vallée large, un enfoncement glacio-isostatique modéré et un niveau eustatique plus bas qu'aujourd'hui. Ces conditions ressemblent à celles du début de l'Holocène, il y a environ 8 ka. La Mer de Champlain avait alors quitté la vallée du Saint-Laurent et le réseau fluvial se développait sur un fond de vallée plat colonisé par une pessière ouverte (Richard, 1977). Le glacier couvrait encore la moitié environ du Québec et le niveau moyen mondial de la mer était de -13 à -15 m, d'après la courbe de Clark (1980).

Dernier maximum glaciaire

Gadd (1971) a donné le nom de Stade de Gentilly à l'ensemble des événements glaciaires qui ont suivi l'Intervalle de Saint-Pierre. Occhietti (1982) l'a rebaptisé Stade de Trois-Rivières, nom retenu dans ce chapitre (voir le tableau 4-11 pour la séquence des événements de chaque secteur de la sous-région).

La limite supérieure du Stade de Trois-Rivières est définie par la fin de l'épisode de la Moraine de Saint-Narcisse, vers 10,8 ka (LaSalle et Elson, 1975; Occhietti, 1977b, 1982). La limite inférieure n'est pas l'objet d'un consensus. D'après l'âge de la fin de l'épisode lacustre identifié aux Vieilles Forges et postérieur aux Sédiments de Saint-Pierre, le stade a commencé après 75 ka; soit au Wisconsinien inférieur (Dreimanis et Karrow, 1972; Dreimanis, 1977), c'est-à-dire au début de l'étage 4 de la stratigraphie isotopique marine; soit au Wisconsinien moyen, durant l'étage isotopique 3 (voir discussion dans Occhietti, 1982).

Le Stade de Trois-Rivières n'est représenté que par un seul till dans la vallée de l'Outaouais, dans les parties inférieure et moyenne de la vallée du Saint-Laurent et en bordure des Laurentides. Cette unité a été désignée par les

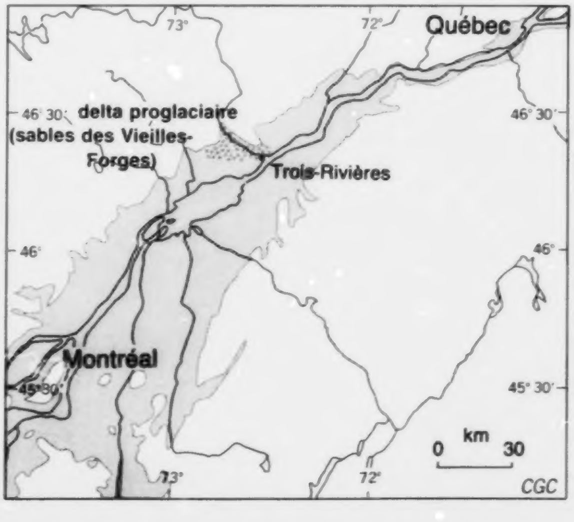


Figure 4-31. Extension possible du lac proglaciaire dans lequel ont été déposés les sables et silts des Vieilles-Forges à la fin de l'Intervalle de Saint-Pierre.

noms de Till de Gentilly, Till de Québec et Formation de Matawin (tableaux 4-6A, 4-10). Elle peut inclure un till basal à lithologie locale et des dépôts non diamictiques de faible extension qui suggèrent des fluctuations glaciaires locales (Gadd, 1971; Occhietti, 1977b, 1980). On pense en général que cette unité représente un seul cycle glaciaire. Dans les Appalaches, le Stade de Trois-Rivières comprend trois parties: une première phase glaciaire à l'origine du Till de Chaudière, une période de retrait représentée par la Formation de Gayhurst, et une dernière phase glaciaire à l'origine du Till de Lennoxville (tableaux 4-6C, 4-10). Dans la vallée supérieure du Saint-Laurent, la position du till inférieur (tableau 4-6C) ne peut être clairement établie, faute de dépôts fluviatiles que l'on pourrait corréler aux Sédiments de Saint-Pierre; le till inférieur est soit antérieur aux Sédiments de Saint-Pierre soit l'équivalent du Till de Chaudière et de la première phase du Stade de Trois-Rivières.

Au cours du Stade de Trois-Rivières, le centre de dispersion de l'inlandsis centré sur le Nouveau-Québec s'est vraisemblablement déplacé vers l'ouest, entre le début de la glaciation et les dernières grandes avancées (Occhietti, 1983). Il est également possible qu'une ou plusieurs calottes glaciaires appalachiennes, d'abord autonomes puis ensuite coalescentes, se soient formées sur les hauts plateaux du Québec, du Maine et peut-être du Vermont (fig. 4-32). La vallée du Saint-Laurent a canalisé plusieurs lobes et courants glaciaires qui ont changé de direction au cours du temps. Pendant le stade, la séquence générale des écoulements semble être la suivante: en amont de Québec, les premières glaces laurentidiennes ont progressé vers le sud-ouest et remonté la vallée du Saint-Laurent; les glaces appalachiennes ont vraisemblablement envahi le sud de la vallée à la même époque, se déplaçant vers le nord dans le secteur est et vers l'ouest dans le secteur ouest (fig. 4-32). Au cours du maximum glaciaire, la glace en provenance du Bouclier canadien a traversé la vallée du Saint-Laurent, les Appalaches et la vallée du lac Champlain; elle a envahi les Adirondacks dans le nord de l'État de New York. Pendant la déglaciation, une baie de vêlage dans le golfe du Saint-Laurent a provoqué l'inversion du sens d'écoulement glaciaire dans les Appalaches et la vallée du Saint-Laurent et un mode d'écoulement influencé par la topographie locale sur la marge méridionale du Bouclier canadien.

La phase glaciaire inférieure du Stade de Trois-Rivières et du Till de Chaudière

Avant l'épisode glaciolacustre de Gayhurst et le paroxysme glaciaire, les glaces laurentidiennes ont recouvert l'ensemble de la vallée du Saint-Laurent et buté probablement contre les glaces appalachiennes. Quelques rares fabriques à deux dimensions, à la base du Till de Gentilly, et quelques stries d'âge non connu, indiqueraient un sens d'écoulement vers le sud-ouest, au moins au début de l'épisode (Gadd, 1971; Occhietti, 1977; Lamothe, communication personnelle; fig. 4-32). Dans la vallée moyenne du Saint-Laurent, on ne reconnaît généralement pas de till associé à cette phase et distinct du till attribué au maximum glaciaire du Wisconsinien supérieur.

Par contre, dans les Appalaches, le Till de Chaudière, postérieur à la Formation de Massawippi (l'équivalent des Sédiments de Saint-Pierre) est sous-jacent aux sédiments glaciolacustres de la Formation de Gayhurst; le tout est

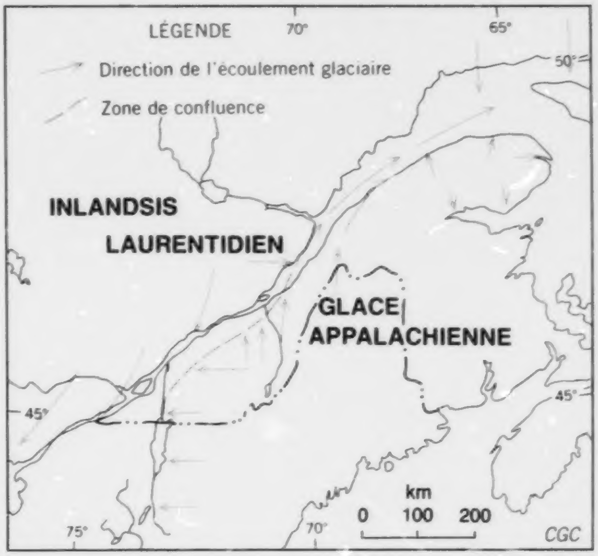


Figure 4-32. Écoulement glaciaire durant la phase de croissance glaciaire au Wisconsinien inférieur.

recouvert par le Till de Lennoxville du Wisconsinien supérieur. Cet ensemble de deux tills et de sédiments stratifiés intercalés est mis en corrélation avec l'unique Till de Gentilly de la vallée moyenne du Saint-Laurent; les unités des deux régions occupent apparemment la même position stratigraphique au-dessus des dépôts de l'Intervalle de Saint-Pierre et au-dessous des dépôts postglaciaires. Les zones inférieures du Till de Chaudière ont vraisemblablement été déposées par des glaces s'écoulant vers le nord-ouest et vers l'ouest à partir d'une calotte glaciaire localisée sur la haute Beauce et le nord de l'État du Maine (fig. 4-32; McDonald, 1967; Shilts, 1976, 1981; Parent, 1984a). Plus tard, l'écoulement serait venu du nord-ouest, ce qui implique que les glaces laurentidiennes auraient intégré les glaces appalachiennes jusqu'en Estrie (McDonald et Shilts, 1971). Toutefois, Parent (1984a, 1987) apporte au contraire les preuves qu'une partie de la région est restée exclusivement occupée par la glace appalachienne.

Épisode de déglaciation partielle

Au cours d'un intervalle d'âge non déterminé, habituellement placé avant le maximum glaciaire, une grande partie des Appalaches méridionales du Québec semble avoir été déglacée (McDonald et Shilts, 1971; fig. 4-33). Durant cet épisode, l'Inlandsis laurentidien semble être resté dans la vallée moyenne du Saint-Laurent. Il a bloqué le drainage du versant nord des Appalaches, ce qui a entraîné la retenue du Lac glaciaire Gayhurst pendant au moins 4 ka, d'après le nombre de varves comptées dans la Formation de Gayhurst (Shilts, 1981). Cet intervalle pourrait être l'équivalent de l'Interstade de Plum Point, situé entre 32 et 23 ka, ou encore, ce qui est moins plausible, de l'Interstade de Port Talbot, situé entre 53 et 36 ka (Dreimanis et Karrow, 1972). Une datation non significative de débris organiques de >20 ka (McDonald et Shilts, 1971) donne l'âge minimal de la Formation de Gayhurst.

Tableau 4-11. Corrélation des événements postérieurs à l'Intervalle de Saint-Pierre.

Unités climatostratigraphiques conventionnelles	Âge	Laurentides méridionales et vallée moyenne du Saint-Laurent (Gadd, 1971; Occhietti, 1982)	Appalaches du Québec méridional (MacDonald et Shilts, 1971; Lortie, 1975; Chauvin, 1979a, b; Shilts, 1981; Parent, 1987)	Vallée supérieure du Saint-Laurent, Montréal (MacClintock et Steward, 1965; Prest et Hode-Keyser, 1977; Prichonnet, 1982a; Clark et Karrow, 1983; LaSalle, 1984)	Vermont, lac Champlain (Stewart et MacClintock, 1969)	Estuaire moyen, bas Saint-Laurent, vallée de la Chaudière (Gadd, 1978a; LaSalle et al., 1979; Martineau et Corbeil, 1983)
	6 ka					
Stade de Shawinigan		Stade de Shawinigan?				
	11 ka	épisode de Saint-Narcisse	Mer de Champlain			Mer de Goldthwait
Stade de Trois-Rivières			lac glaciaire Vermont lac glaciaire Memphrémagog inversion des Bois-Francs	lac glaciaire Chambly	lac glaciaire Vermont	inversion des monts Notre-Dame lac de la vallée de la Chaudière
		épisode du Till de la Formation de Matawin épisode du Till de Gentilly	épisode du Till de Lennoxville, *laurentidien*	Till B (anciennement Till de Fort Covington)	épisode du Till de Burlington	épisode du till de Lennoxville, *laurentidien*
			lac glaciaire Gayhurst	lac glaciaire Châteauguay	lac glaciaire	?
		?	inversion d'Asbestos, *laurentidien*	complexe du till intermédiaire		épisode du Till de Chaudière, *appalachien*
		épisode lacustre (turbidites)	épisode du Till de Chaudière *appalachien*	Till A (anciennement Till de Malone) épisode tu Till de l'Ange-Gardien	épisode du Till de Shelburne	
	40 ou 70 ka					
Interstade de Saint-Pierre	?	(Saint-Pierre)	(Massawippi)			(Vallée-Jonction)

On pense généralement que les Grands Lacs méridionaux étaient libres de glace durant cet épisode (Karrow, 1984, 1989). La déglaciation de la vallée supérieure du Saint-Laurent et du bassin du lac Champlain lui est également associée, sans preuves chronologiques directes. De nombreux dépôts indiquent un épisode de déglaciation qui pourrait dater du Wisconsinien moyen: les sédiments glaciolacustres intercalés entre le Till de Shelburne et le till supérieur de Burlington, dans le bassin du lac Champlain; les sédiments du lac Châteauguay, au sud de Montréal (LaSalle, 1984); les sédiments intercalés entre le Till de l'Ange Gardien et le till supérieur aux environs de Granby (Prichonnet, 1984a) et les varves de la partie supérieure du Complexe du till intermédiaire de la région de Montréal (Prest et Hode-Keyser, 1977). Le contexte paléogéographique de l'épisode de Gayhurst ressemble à celui de la fin du Wisconsinien supérieur, immédiatement avant l'invasion de la Mer de Champlain (fig. 4-33).

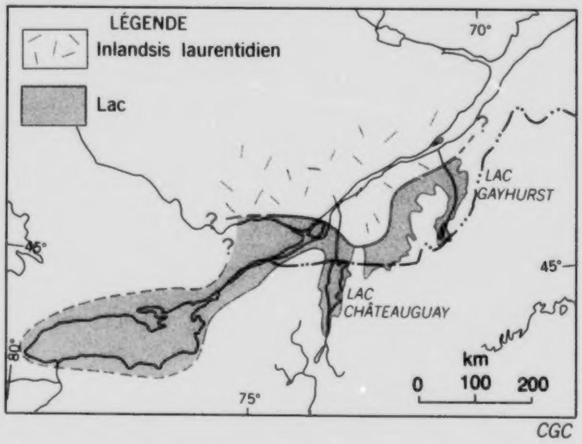


Figure 4-33. Paléogéographie des basses terres du Saint-Laurent au maximum de la déglaciation du Wisconsinien moyen.

Le maximum glaciaire du Wisconsinien supérieur

Les tills superficiels de la région (partie supérieure du Till de Gentilly, Till de Lennoxville et leurs équivalents, tableaux 4-6A, C) sont mis en corrélation avec le maximum du Wisconsinien supérieur et la déglaciation subséquente. Toutes ces unités mettent en évidence un écoulement glaciaire général du Bouclier canadien vers le sud-est et le sud (fig. 4-34a). Au cours de cette phase, l'Inlandsis laurentidien a recouvert la Gaspésie (David et Lebuis, 1985), a envahi le bassin des Grands Lacs (Karrow, ce chapitre) et s'est étendu jusqu'au large de la côte du Maine et à Long Island. L'inlandsis a peut-être atteint son étendue maximale avant 21,3 ka à Long Island (Sirkin, 1981); il avait déjà commencé à reculer au nord du New Jersey à 18,5 ka (Cotter et al., 1985).

Deux facteurs principaux, la topographie et une baie de vêlage (ou un important courant glaciaire) dans le golfe du Saint-Laurent, ont influencé la dynamique glaciaire durant le retrait. D'après Thomas (1977), Lebuis et David (1977), LaSalle et al. (1977 a,b), la baie de vêlage a engendré un amincissement de la glace dans l'axe de la vallée du Saint-Laurent. Celui-ci (associé d'après l'auteur à un fort courant glaciaire) est à l'origine d'un gradient de pente vers le nord, pour les glaces de l'inlandsis sur les Appalaches du Québec et du nord-ouest du Maine (Shilts, 1981; Lowell, 1985; fig. 4-34b), et d'une brève inversion du sens d'écoulement de ces glaces. Celles-ci ont abandonné peu de débris mais ont laissé de nombreux témoins à orientation nord et ouest sur le versant nord des Appalaches (Lamarche, 1971, 1974; Gauthier, 1975; Lortie, 1976; Rencz et Shilts, 1980), de la rivière Saint-François jusqu'en Gaspésie. Après cette inversion, les glaces résiduelles ont eu tendance à s'écouler dans les vallées, puis, pendant la décrépitude glaciaire, les reliefs ont été déglacés les premiers et d'épaisses langues de glace stagnante se sont maintenues dans les vallées (Gerath et al,, 1985). Il en résulte une disposition complexe des témoins de la marge glaciaire, des dépôts de stagnation et des lacs glaciaires locaux, qui rend difficiles les corrélations d'une vallée à l'autre et qui ouvre la voie à des interprétations paléogéographiques controversées (Gadd, 1983, 1984; Parent, 1984b; Dubois et al., 1984).

Le retrait glaciaire de la moraine terminale jusqu'au début de la déglaciation finale des Appalaches du Québec a duré pas moins de 5 ka; ce laps de temps inclut l'Interstade d'Érié, le Stade de Port Bruce, l'Interstade de Mackinaw et une grande partie du Stade d'Huron (Karrow, 1989). Plusieurs moraines de retrait et de réavancée ont été construites dans la vallée d'Hudson-Champlain (Connally et Sirkin, 1973); la baie de vêlage du golfe du Saint-Laurent a séparé les glaces de Gaspésie de l'inlandsis; l'écoulement des glaces sur les Appalaches du Québec s'est inversé et les glaces résiduelles se sont écoulées dans les vallées puis ont stagné faute d'une épaisseur suffisante. Le retrait glaciaire est ensuite marqué par le prolongement de la baie de vêlage dans l'estuaire du Saint-Laurent, la fonte des glaces stagnantes appalachiennes, le retrait glaciaire du bassin du lac Ontario, de la vallée supérieure puis de la vallée centrale du Saint-Laurent.

Progression de la baie de vêlage

La majorité des chercheurs admettent que la baie de vêlage a progressé jusqu'à Québec; la vitesse de cette progression du golfe vers l'estuaire du Saint-Laurent et l'éventuel prolongement de la baie de vêlage restent l'objet de controverses. D'après les âges ^{14}C de coquilles marines, la baie de vêlage avait déjà dépassé Sainte-Marthe-de-Gaspé et atteint Trois-Pistoles à 13,4 ka (Locat, 1977; David et Lebuis, 1985) et Québec à 12,4 ka. Selon Gadd (1980b) et Richard (1975b), elle aurait atteint Ottawa à 12,7 ka. Cette dernière hypothèse reposait seulement sur une datation controversée obtenue à Clayton, en Ontario (GSC-1859), que Karrow et al. (1975), Karrow (1981b) et Hillaire-Marcel (1981b) ont rejetée; une nouvelle datation du même site par accélérateur a donné un âge de 12 180 ± 90 BP (TO-245). Par ailleurs, l'hypothèse d'une baie de vêlage jusqu'à la vallée de l'Outaouais était rejetée par Karrow (1981b): d'après la chronologie de la région des Grands Lacs, les eaux marines ne pouvaient pas s'étendre au bassin occidental de la Mer de Champlain avant la fin, après 12 ka, de la phase Belleville du Lac glaciaire Iroquois (voir les autres arguments dans la sous-section *Chronologie* de la section *Épisode marin postglaciaire*).

Le retrait glaciaire dans les Appalaches du Québec. On a vu plus haut que le mode de retrait glaciaire dans les Appalaches est complexe et dépourvu de bons repères chronologiques. En haute Beauce, les formes de décrépitude mettent en évidence un retrait du front glaciaire vers le NNW, transversal à la vallée de la Chaudière (Gadd, 1978a). À l'ouest de cette vallée, sur les bas plateaux de la Beauce et des Bois-Francs, la masse de glace appalachienne semble fonctionner indépendamment du reste de l'inlandsis et se dissipe selon un mode complexe, d'après les stries glaciaires (fig. 4-34b; Lortie, 1976), la présence d'un till de fusion sur place de glace stagnante près de Thetford Mines (Chauvin, 1979b) et l'absence de moraines de récession bien individualisées (Parent, 1987). Plus au sud, dans la région du lac Mégantic, et plus au sud-ouest, dans les Appalaches de la région de Sherbrooke, l'inlandsis se retire selon un front approximativement latitudinal, fortement influencé par la topographie (Shilts, 1981; fig. 4-23). La glace s'écoule vers le SSE et construit, entre 13,5 et 12,5 ka, la Moraine de Cherry River (McDonald, 1967), la moraine interlobaire des monts Stoke (McDonald, 1967; Clément et Parent, 1977), les systèmes morainiques de Ditchfield, Mégantic, La Guadeloupe (Shilts, 1981) et de Tingwick-Ulverton (Parent, 1987). La dislocation de masses secondaires de glace engendre localement des écoulements influencés par la topographie, notamment sur le piémont appalachien à l'est de l'axe du lac Champlain et du Richelieu (Prichonnet, 1977, 1982 a et b, 1984 a). Une série de lacs glaciaires secondaires (Clément et Parent, 1977; Larocque et al, 1983 a, b) et l'important Lac Memphrémagog, bloqués entre les seuils appalachiens et le front de l'inlandsis, accompagnent le retrait glaciaire (Boissonnault et Gwyn, 1983; McDonald, 1967; Parent, 1984b).

Le retrait glaciaire dans le bassin du lac Ontario et la vallée supérieure du Saint-Laurent. La disposition des témoins de l'écoulement et du retrait des glaces dans la région amont de la vallée du Saint-Laurent indique un front glaciaire en retrait composé de plusieurs lobes (Gadd, 1980 a, b). Un lobe s'écoulait vers le sud dans la dépression du lac Champlain-Hudson. Au sud de ce lobe, un lac glaciaire à plusieurs phases se déversait dans l'Hudson et suivait le front glaciaire en retrait vers le nord (Connally et Sirkin, 1973; fig. 4-35a). Le dernier épisode lacustre est celui de la phase Fort Ann du Lac glaciaire Vermont qui s'est terminée avec l'invasion de la Mer de Champlain, vraisemblablement vers 12 ka (Cronin, 1979b).

À la fin du Wisconsinien, la glace s'écoulait dans la vallée supérieure du Saint-Laurent, entre Montréal et l'arche de Frontenac. Elle buttait contre les Adirondacks au sud, et a maintenu ainsi des lacs glaciaires dans cette partie de la vallée durant presque toute la déglaciation. Elle a, de plus, isolé les lacs du bassin du lac Ontario de ceux du bassin du lac Champlain, à peu près jusqu'à l'invasion marine.

Un important courant glaciaire s'étendait de la région d'Ottawa vers le sud puis bifurquait vers le sud-ouest jusque dans le bassin du lac Ontario. Le retrait de ce lobe a rendu possible la formation du Lac Iroquois et son extension vers le nord-est (Muller et Prest, 1985). Ce lac glaciaire se vidangeait vers l'est dans la rivière Mohawk à Rome, dans l'État de New York, il y a environ 12,5 ka. La déglaciation de la région de Covey Hill a fait ensuite baisser le niveau du Lac Iroquois, en favorisant la coalescence des eaux du bassin du lac Ontario avec celles du lac Champlain en une seule nappe d'eau qui se drainait vers le sud. Cette coalescence a combiné la phase Fort Ann du Lac glaciaire Vermont dans le bassin du lac Champlain, le lac Chambly au sud de Montréal (LaSalle, 1981) et la phase Belleville de la partie est du bassin du lac Ontario (fig. 4-35b). D'après la présence d'ostracodes d'eau douce, surtout de *Candona subtriangulata*, dans les sédiments sus-jacents aux dépôts glaciaires, Anderson et al. (1985)

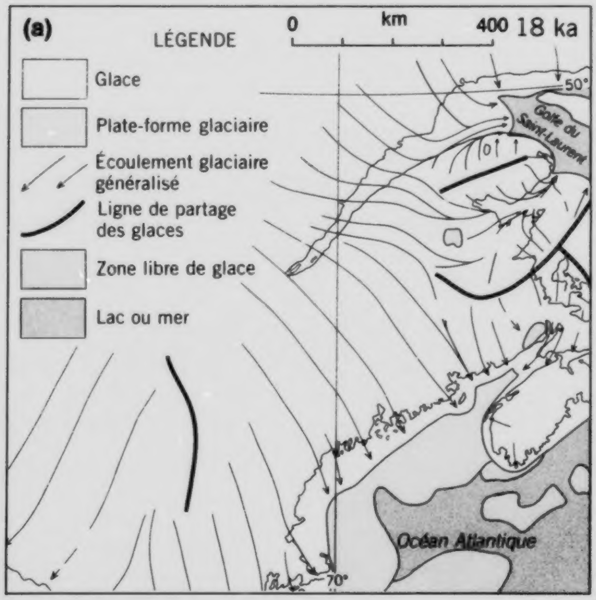


Figure 4-34a. Écoulement glaciaire lors du maximum de la glaciation du Wisconsinien supérieur.

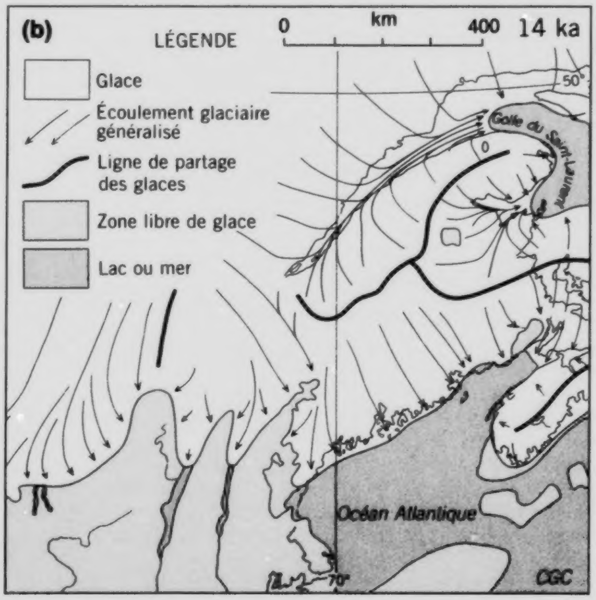


Figure 4-34b. Écoulement glaciaire lors de la formation d'une baie de vêlage dans le golfe du Saint-Laurent.

ont suggéré d'étendre ce lac jusque dans la région d'Ottawa. Rodrigues et Richard (1986) doutent qu'un lac unique ait occupé toute la région d'Ottawa et du haut Saint-Laurent. Le niveau du lac s'est abaissé et les eaux douces ont été remplacées par l'eau de mer lorsque le retrait glaciaire de la vallée moyenne du Saint-Laurent a permis l'invasion de la Mer de Champlain, vraisemblablement vers 12 ka.

À l'ouest d'Ottawa, la glace s'écoulait vers le sud à travers la vallée de l'Outaouais et par dessus le massif Algonquin, en direction du bassin du lac Ontario (fig. 4-35a). Dès le début du retrait, ce lobe s'est séparé de la glace du bassin du lac Ontario; la Moraine d'Oak Ridges a été construite entre ces deux lobes. À la suite de l'amincissement de la glace et de la déglaciation des reliefs du massif Algonquin, les glaces furent déviées vers le sud-est pour former dans la vallée de l'Outaouais un lobe glaciaire local. Ce lobe a laissé une série de petites moraines de retrait vers l'amont de la vallée, à partir de Renfrew (Gadd, 1980b; Barnett et Kennedy, 1987). La chronologie de la déglaciation de la vallée de l'Outaouais est mal connue, mais on sait que la Mer de Champlain avait déjà atteint Westmeath à 20 km à l'est de Pembroke, il y a 11 000 ± 160 BP (GSC-1664, Lowdon et Blake, 1979), et que la glace avait quitté la vallée de l'Outaouais en aval du lac Témiscamingue, de telle sorte que les Grands Lacs ont pu utiliser l'exutoire de North Bay avant 10,1 ka (Harrison, 1972).

Le retrait glaciaire dans la vallée moyenne du Saint-Laurent. Dans la vallée moyenne du Saint-Laurent, plusieurs collines Montérégiennes ont formé des nunataks avant 12,5 ka et la Mer de Champlain a apparemment envahi la rive sud de la vallée du Saint-Laurent quelques siècles plus tard (Prichonnet, 1977). Rien n'indique qu'il y ait eu des arrêts ou des réavancées importantes au cours du retrait glaciaire dans les basses terres. Toutefois, la disposition des crêtes morainiques et des dépôts fluvioglaciaires dispersés évoque un front glaciaire arqué, en retrait vers le nord ou le nord-ouest (Prichonnet et al., 1982b; Prichonnet, 1984b). Le front glaciaire en retrait s'est stabilisé près de la marge du Bouclier canadien, au nord et au nord-ouest de la vallée; les glaces ont réavancé, au moins localement, ont chevauché les sédiments marins et formé la Moraine de Saint-Narcisse (Parry et Macpherson, 1964; fig. 4-36) entre 11 et 10,6 ka (Occhietti, 1980). Cette période de construction morainique et la déglaciation subséquente sont appelées Stade de Shawinigan (Occhietti, 1980; tableau 4-11). D'après LaSalle et Elson (1975), la Moraine de Saint-Narcisse représenterait une période de stabilisation de la marge de l'inlandsis sous l'influence de facteurs climatiques. Hillaire-Marcel et al. (1981) voient plutôt dans la Moraine de Saint-Narcisse une forme de rééquilibration par ancrage de la glace au substratum, après un retrait glaciaire accéléré. Le recul du front glaciaire au nord de la Moraine de Saint-Narcisse marque la fin de la déglaciation de la vallée du Saint-Laurent. Le front glaciaire a ensuite reculé jusqu'à l'amont du lac Saint-Jean, loin au nord de la Moraine de Saint-Narcisse, et ouvert ce bassin aux eaux marines vers 10,3 ka (LaSalle et Tremblay, 1978; Vincent, 1989).

Épisode marin postglaciaire

Les régions adjacentes au golfe du Saint-Laurent, à la vallée du Saint-Laurent et à la basse vallée de l'Outaouais ont été inondées par la mer pendant la déglaciation de la fin du Wisconsinien. Une mer postglaciaire, appelée Mer de Goldthwait, occupait l'estuaire et le golfe du Saint-Laurent en aval de Québec. Une mer éphémère, appelée Mer de Champlain, a envahi la vallée en amont de Québec, sur une superficie totale diachronique de 55 000 km², entre 12 et 9,5 ka (Elson, 1969a; fig. 4-36).

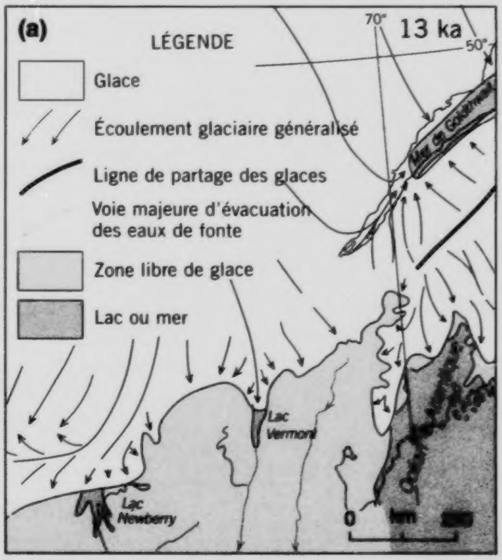


Figure 4-35a. Écoulement glaciaire après le retrait du front de l'inlandsis jusqu'au voisinage de la frontière entre le Québec et les États-Unis.

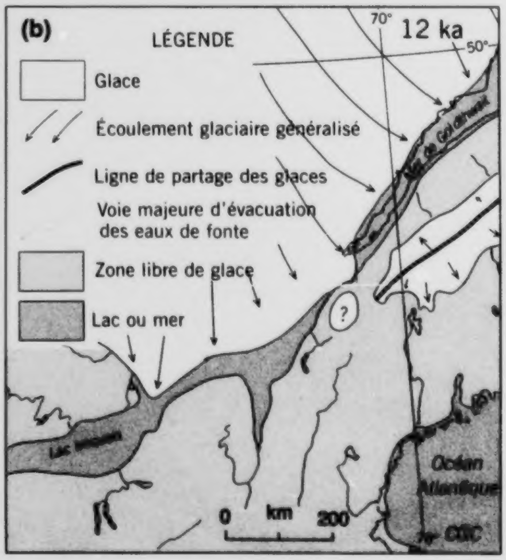


Figure 4-35b. Paléogéographie avant l'incursion de la Mer de Champlain dans la vallée supérieure du Saint-Laurent.

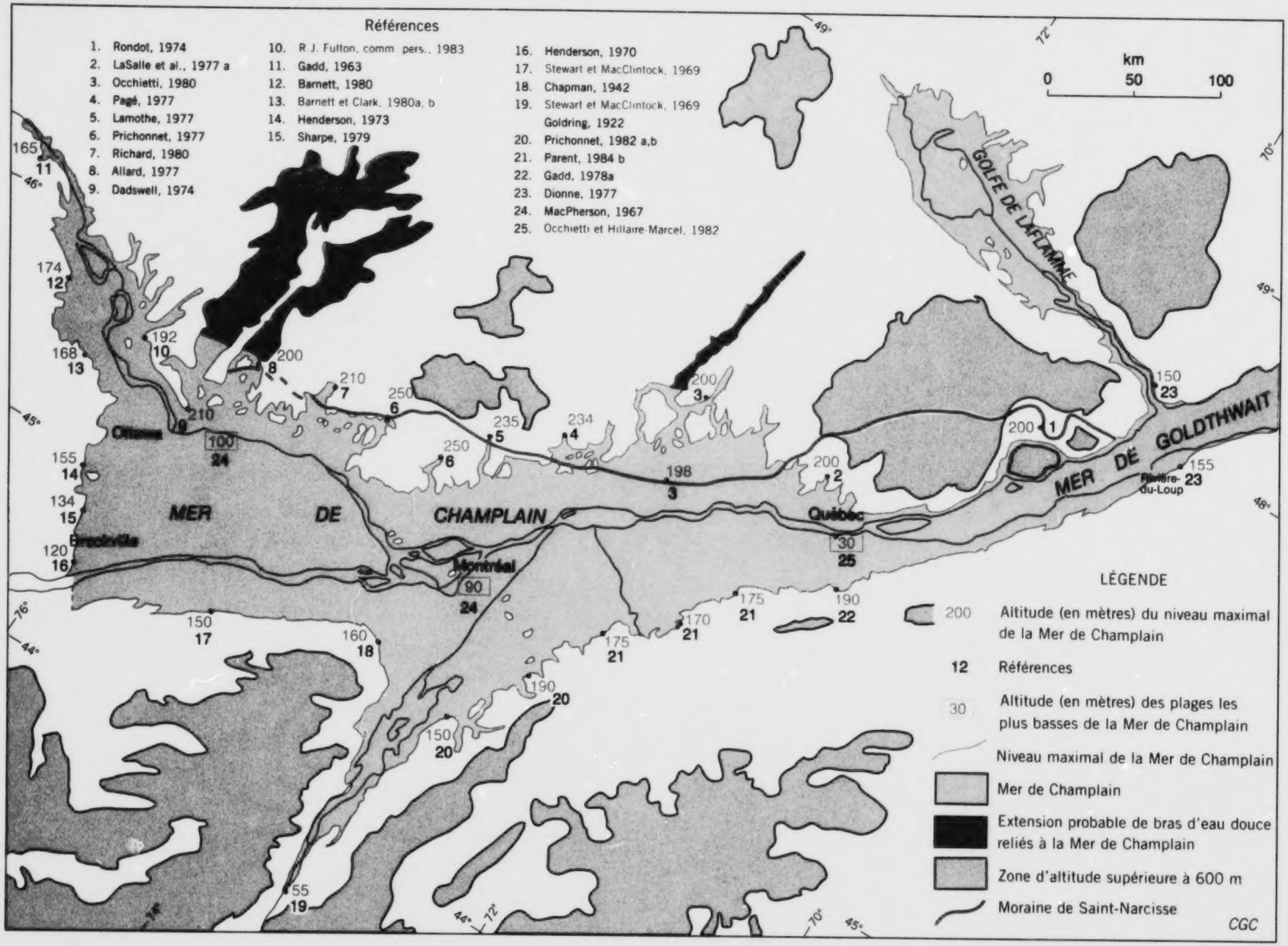


Figure 4-36. Extension maximale diachronique et limite supérieure de la Mer de Champlain.

Lithostratigraphie

Les sédiments de la Mer de Champlain sont déjà décrits dans la section sur les sédiments marins. La succession lithostratigraphique comprend les dépôts de retrait glaciaire incluant des sédiments glaciolacustres et glaciomarins, les sédiments d'inondation marine en eaux calmes ou profondes et les sédiments de régression. Les sédiments de retrait et d'inondation sont diachroniques d'est en ouest et du sud au nord du bassin; les dépôts de régression sont diachroniques de la périphérie vers le centre du bassin. Les faciès mixtes de marge glaciaire et de transgression marine ont suivi le front glaciaire en retrait. Les sédiments littoraux et de régression se sont déposés sur la marge de la mer, dont le niveau eustatique montait, et du continent, soulevé par compensation glacio-isostatique.

Biostratigraphie

Les sédiments de la Mer de Champlain contiennent une faune de vertébrés et d'invertébrés marins diversifiée et représentative d'une grande diversité de niches écologiques (tableau 4-8). Les communautés d'eaux froides pouvant tolérer des variations de salinité ont suivi le retrait glaciaire; les organismes euryhalins froids sont apparus pendant la période d'inondation; les communautés littorales, sublittorales et saumâtres se sont développées en bordure du bassin. Cette variété de biocénoses remet en question les phases à *Hiatella arctica* et à *Mya arenaria* proposées par Elson et Elson (1959), qui ne reflètent pas la biostratigraphie du bassin (Hillaire-Marcel, 1979; Occhietti, 1980; Rodrigues et Richard, 1983, 1985, 1986). Il y a une convergence entre les biozones établies avec les macrofossiles (Hillaire-Marcel, 1980; Rodrigues et Richard, 1983), les ostracodes (Gunther et Hunt, 1977; Cronin, 1977a, b, 1979a, 1981; Rodrigues et Richard, 1986), les foraminifères (Cronin, 1977a, 1979a, b; Guilbault, 1980; Corliss et al., 1982; Rodrigues et Richard, 1986), les diatomées (Lortie, 1983; Lortie et Guilbault, 1984) et les changements environnementaux du bassin marin. L'évolution biostratigraphique suit la séquence des communautés-types définies par Hillaire-Marcel (1980; fig. 4-29, tableau 4-8), et confirme le passage progressif des faciès de marge glaciaire aux faciès d'eau profonde, puis aux faciès de régression.

Hydrologie de la Mer de Champlain

L'analyse des isotopes stables ^{18}O et ^{13}C, appuyée sur la biostratigraphie, a permis de reconstituer l'hydrologie du bassin marin (Hillaire-Marcel, 1977, 1981a; Corliss et al., 1982). Le bassin fermé de la Mer de Champlain était soumis à un apport considérable d'eaux continentales et caractérisé par de forts gradients verticaux de température et de salinité (Hillaire-Marcel, 1979). Pendant la phase plénimarine, les eaux du bassin étaient stratifiées: eaux salées et froides en profondeur et eaux saumâtres à fortes variations saisonnières de température vers la surface. Les espèces d'eau profonde, notamment *Balanus hameri* et *Portlandia arctica*, ont des compositions isotopiques élevées (positives) fig. 4-37. Les coquilles littorales, telles que *Macoma balthica, Mya arenaria* et *Mytilus edulis*, ont au contraire des compositions isotopiques très négatives, liées à la température plus élevée et à la dilution des eaux marines par les eaux de fonte glaciaires fortement déficitaires en ^{18}O (Hillaire-Marcel, 1981a). En raison du relèvement isostatique, la tranche d'eau marine a continuellement diminué et la proportion des eaux douces continentales a augmenté. Les conditions hydrologiques générales étaient voisines de celles de l'actuelle baie James, les salinités variant de 10 à 30 ‰ et les températures moyennes de −1 à 8 °C.

Chronologie

D'après un diamicton fossilifère trouvé à Petite-Matane, sur la rive sud du Saint-Laurent à environ 100 km au nord-est de Rimouski, Lebuis et David (1977) ont admis l'existence d'une phase glaciomarine, entre les glaces laurentidienne et appalachienne, en aval de Trois-Pistoles. Les coquilles de ce diamicton et de dépôts marins d'autres sites entre Petite-Matane et Trois-Pistoles-Saint-Fabien (13,4 et 13,4 ka, tableau 4-12; Locat, 1977) donnent un âge d'environ 13,5 ka pour l'apparition des conditions marines dans cette région. L'ouverture du bras occidental de la Mer de Goldthwait dans l'estuaire moyen, en amont de Trois-Pistoles, a dû commencer vers 12,8 ka (tableau 4-12; Lee, 1962), d'après la datation de coquilles de *Portlandia arctica* échantillonnées sur le rebord de la Moraine de Saint-Antonin à Trois-Pistoles.

L'âge du début de l'invasion de la Mer de Champlain est controversé. Les âges ^{14}C de 12,7 à 12,1 ka de coquilles marines trouvées à proximité d'Ottawa (tableau 4-12; Rodrigues et Richard, 1986), l'âge de 12,5 ka attribué à des coquilles prélevées près de Saint-Dominique (Prichonnet, 1982a) et l'âge de deux échantillons de gyttja provenant du mont Saint-Bruno (LaSalle, 1966; Terasmae, 1968) sont de 200 à 800 ans plus vieux que les âges obtenus sur du matériel similaire dans les régions environnantes. Selon Gadd (1980b), l'extension rapide d'une baie de vêlage, limitée à la partie la plus profonde de la vallée, aurait permis aux eaux marines de se frayer un passage jusqu'aux environs d'Ottawa, bien avant d'atteindre la région de Montréal et la vallée supérieure du Saint-Laurent. Selon Hillaire-Marcel et al. (1979) et Karrow (1981b), l'apport de carbone inerte par les eaux de fonte glaciaire déversées dans la mer peut localement appauvrir le contenu en ^{14}C des eaux marines et augmenter l'âge mesuré des fossiles. Selon Hillaire-Marcel (1981b), cet écart pourrait également s'expliquer par l'effet de vieillissement de l'eau de mer (Mangerud et Gulliksen, 1975) après un trajet de 400 à 600 km entre l'Atlantique et le bassin, sans rééquilibration avec le CO_2 atmosphérique.

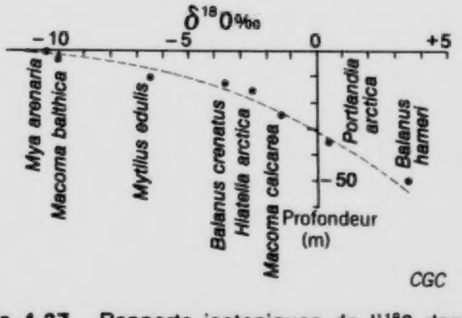


Figure 4-37. Rapports isotopiques de l'^{18}O dans les coquilles de la Mer de Champlain, en fonction de la profondeur d'eau (Hillaire-Marcel, 1979).

Tableau 4-12. Datations au ^{14}C de coquilles marines : début de la transgression post-glaciaire et fin de la Mer de Champlain. (Une liste plus complète des âges obtenus pour le bassin occidental de la Mer de Champlain est donnée dans Rodrigues et Richard, 1985.)

Région	Âge (années ^{14}C BP)	Numéro de laboratoire	Espèce	Altitude m	Localité	Références	Commentaires
Bas estuaire	13 360 ± 320	QU-264	*Hiatella arctica*	98-126	Saint-Donat, Québec	Locat, 1977	
	13 390 ± 690	QU-271	*Hiatella arctica*	138-155	Saint-Fabien, Québec	Locat, 1977	
Estuaire moyen	12 720 ± 170	GSC-102	*Portlandia arctica*	167	Trois-Pistoles, Québec	Gadd et al., 1972a	Âge minimal de la Mer de Goldthwait dans l'estuaire moyen
Québec	12 400 ± 160	GSC-1533	*Portlandia arctica*	109	Charlesbourg, Québec	Gadd et al., 1972a	Début de la Mer de Champlain dans la région de Québec
	12 230 ± 250	QU-93			Saint-Henri-de-Lévis, Québec	LaSalle, in: Richard, 1978b	
Rive sud de la vallée moyenne du Saint-Laurent	12 000 ± 230	GSC-936	plusieurs espèces	121	L'Avenir, Québec	Lowdon et Blake, 1970	Début de la Mer de Champlain dans le bassin principal
	12 480 ± 240	QC-475	*Mya* sp.	90	Saint-Dominique, Québec	Prichonnet, 1982a	Âge non compatible avec l'espèce et l'altitude, nouvelle datation de 11 250 ± 100 BP, UQ-1429 (Occhietti, donnée inédite) obtenue pour *Mya arenaria* au même endroit, dans une position stratigraphique légèrement différente
	12 700 ± 100	GSC-2151	*Macoma balthica*	168	Clayton, comté de Lanark, Ontario	Richard, 1978b	Âge vérifié à deux reprises, sur le même matériel que TO-245 (voir plus loin)
	12 180 ± 90	T0-245	*Macoma balthica*	168	Clayton	inédite	
	12 200 ± 160	GSC-1646	*Macoma balthica*	192	Cantley, comté de Gatineau, Québec	Lowdon et Blake, 1973	
Partie occidentale du bassin de la Mer de Champlain	12 100 ± 100	GSC-3110	*Macoma balthica*	170	White Lake, comté de Renfrew, Ontario	Rodrigues et Richard, 1983	
	12 000 ± 200	—			Massena, New York	Kirkland et Coates, 1977; Lowdon et Blake, 1973	Numéro de laboratoire non disponible
	11 900 ± 200	GSC-1772	*Macoma balthica*	176	Martindale, comté de Gatineau, Québec		
	11 900 ± 120	GSC-2338	*Macoma balthica*	101	Peru, New York	Lowdon et Blake, 1979, Cronin, 1979b	
	11 900 ± 100	GSC-3767	*Portlandia arctica*	76	Sparrowhawk Point, New York	Rodrigues et Richard, 1985	
	11 800 ± 210	GSC-1013	plusieurs espèces	104	Maitland, Ontario	Lowdon et Blake, 1970	
	11 800 ± 100	GSC-3523	*Macoma balthica*	120	Merrickville, comté de Grenville, Ontario	Rodrigues et Richard, 1985	
	11 800 ± 100	GSC-2366	*Macoma balthica*	96	Plattsburg, New York	Lowdon et Blake, 1979; Cronin, 1979b	
Rive nord de la vallée moyenne du Saint-Laurent	11 300 ± 160	GSC-1729	*Portlandia arctica*	81	Rivière la Fourche, Québec	Occhietti, 1976	Sédiments glaciomarins antérieurs à l'épisode de Saint-Narcisse
Québec	9 355 ± 185	UQ-64	*Hiatella arctica*	64	Saint-Nicolas	Occhietti et Hillaire-Marcel, 1982	LaSalle (1984) a signalé des âges aussi récents que 9730 ± 190 BP, GSC-1726, obtenus sur des coquilles du même site

L'auteur estime que l'hypothèse d'une invasion marine tardive, vers 12 ka, est plus conforme aux données disponibles. Plusieurs auteurs ont admis l'existence d'un vaste lac glaciaire au sud de la vallée de l'Outaouais et dans la vallée supérieure du Saint-Laurent avant l'arrivée de la Mer de Champlain (Prest, 1970; Anderson et al., 1985; Parent et al., 1985; Muller et Prest, 1985). Le front glaciaire au moment de l'invasion marine allait approximativement d'Ottawa aux Bois-Francs (fig. 4-35b). D'après la stratigraphie pollinique des sédiments de la Mer de Champlain, Anderson (1987) date l'arrivée de la mer dans la région d'Ottawa vers 11,7 ka. De plus Karrow (1981b) et Karrow et al. (1975) démontrent que la Mer de Champlain ne pouvait envahir le haut Saint-Laurent avant la vidange du Lac Iroquois qui a vraisemblablement eu lieu peu de temps après 12 ka; la Mer de Champlain ne pouvait donc pas atteindre Ottawa avant. Des datations de coquilles dans la vallée supérieure du Saint-Laurent et la vallée du lac Champlain suggèrent que la Mer de Champlain a atteint sa limite méridionale vers 12 ka (tableau 4-12).

Sur le versant nord de la vallée moyenne du Saint-Laurent, les plus anciennes coquilles, trouvées à Yamachiche, datent de 11,3 ka (Occhietti, 1980). La distance entre les Bois-Francs et Yamachiche est de 65 km. En admettant que la Mer de Champlain ait pénétré dans la vallée en s'intercalant entre l'inlandsis et le piémont des Bois-Francs, la durée de 700 ans et le taux d'environ 90 m/a du retrait glaciaire, calculés selon l'hypothèse d'une ouverture tardive vers 12 ka, sont les plus plausibles.

Le relèvement isostatique a entraîné la diminution progressive de l'épaisseur de la tranche d'eau du bassin marin. Celui-ci s'est dessalé d'ouest en est et vidangé, pour se transformer en un lac peu profond en amont de Québec il y a environ 10 ka (phase du Lac Lampsilis d'Elson, 1962, 1969b). Les faunes marines ultimes de la région de Québec, à Saint-Nicolas, datent d'à peine 9,4 ka (Occhietti et Hillaire-Marcel, 1982).

Limites marines et émersion

La limite marine supérieure est diachronique à l'échelle du bassin et varie d'une région à l'autre (fig. 4-36). Les limites les plus élevées sont observées sur la marge nord du bassin, plus proches de la surcharge glaciaire et déglacées plus tardivement. Un modèle d'ensemble reste cependant à établir.

Les paléorivages, terrasses et rebords de terrasses indiquent des stabilisations et chutes du niveau marin relatif au cours de l'émersion. Les courbes d'émersion régionale sont encore peu nombreuses et rarement complètes (Elson, 1969a; Dionne, 1972a; Hillaire-Marcel, 1974; 1979; Locat, 1977; Fulton et Richard, 1987; Fig. 4-38). La Mer de Champlain est caractérisée par une émersion rapide, atteignant des taux de l'ordre de 115 m/ka.

Épisode continental postglaciaire et post-marin

Le début de l'histoire continentale postglaciaire de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches est diachronique. Elle débute après la déglaciation et la vidange des lacs glaciaires et des mers postglaciaires. La glace a disparu de certaines parties des Appalaches à 13 ka et s'est maintenue dans certaines vallées au nord de la Moraine de Saint-Narcisse jusqu'après 10,5 ka. Les lacs glaciaires tardifs de la région se sont vidangés après l'ouverture de la vallée du Saint-Laurent, encore partiellement englacée, à la Mer de Champlain, il y a environ 12 ka. Le relèvement glacio-isostatique de la croûte terrestre a provoqué l'émersion de zones alors inondées par la mer. L'émersion des terres a commencé sur la côte gaspésienne il y a environ 13,5 ka, elle s'est terminée aux environs de Québec avant 9 ka et se poursuit actuellement dans l'estuaire du Saint-Laurent.

Colonisation et évolution végétales

L'analyse des pollens et des macrofossiles prélevés au fond des lacs et des tourbières a permis de reconstituer l'histoire postglaciaire de la végétation dans la vallée du Saint-Laurent et les Appalaches (Potzger et Courtemanche, 1956; LaSalle, 1966, Terasmae et LaSalle, 1968; Richard, 1971, 1973, 1975a, 1978a; Richard et Poulin, 1976; Mott, 1977; Savoie et Richard, 1979; Mott et Farley-Gill, 1981; Anderson, 1987; tableau 4-13). Avant l'Holocène, la colonisation végétale était influencée par la proximité du front glaciaire, par l'effet modérateur exercé par la mer froide de Champlain sur le climat, par l'obstacle à la migration que représentait la vaste étendue de la Mer de Champlain et, dans une moindre mesure, par les variations climatiques. À l'Holocène, l'évolution végétale dépend ensuite du climat et du contexte régional et local.

La même séquence générale et diachronique d'évolution végétale s'observe dans toutes les régions. La succession du mont Shefford (Richard, 1978a) peut servir de séquence type pour les régions méridionales. Elle comprend à la base un désert périglaciaire, suivi d'une toundra herbacée puis arbustive qui semble avoir duré 400 ans, jusqu'à 11 ka. L'afforestation a produit une pessière ouverte à *Picea mariana* et *Populus tremuloides* qui a duré environ un millénaire. Une sapinière à bouleau blanc a persisté ensuite du début de l'Holocène jusque vers 7,5 ka, avant l'érablière climacique. Dans d'autres secteurs, la période de toundra peut être plus longue, en raison de la persistance de glaces stagnantes, de la présence de lacs glaciaires et de la lenteur de migration de la végétation (Richard, 1977). Les zones actuelles de végétation climacique de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches se répartissent selon un gradient latitudinal qui donne, du sud au nord, une érablière à caryer, une érablière à tilleul,

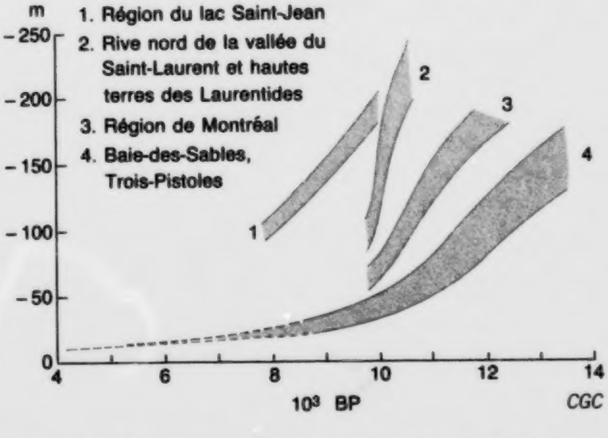


Figure 4-38. Diagrammes de corrélation de l'érosion littorale pour la Mer de Champlain.

une érablière à bouleau jaune, une sapinière à bouleau jaune puis à bouleau blanc (Grandtner, 1966).

Formes et sédiments associés à l'évolution du réseau hydrographique

Depuis le retrait des glaces et des plans d'eau postglaciaires, le réseau hydrographique s'est encaissé dans les sédiments quaternaires, où il a produit une série de terrasses, et dans le substratum où il a creusé des chenaux à chutes et rapides nombreux.

Dans les Appalaches méridionales du Québec, les vallées de la Chaudière et du Saint-François sont bordées de terrasses fluviatiles bien marquées. La rivière Chaudière est surimposée à un seuil rocheux aux chutes de Charny. D'anciennes vallées enfouies, par exemple celle de la rivière Eaton au nord-est de Sherbrooke (Dubois, 1973), n'ont pas été reprises par le réseau hydrographique.

Dans la vallée du Saint-Laurent, à Montréal et en amont, le Lac Lampsilis (Elson, 1962) succède à la Mer de Champlain. Ce lac existait vers 9,8 ka (Richard, 1978b) et faisait partie d'un vaste réseau fluvial et lacustre qui a progressé lentement mais continuellement vers la mer. Les lacs Saint-Louis, Saint-François et Saint-Pierre actuels en sont des vestiges. Le réseau hydrographique a laissé de vastes terrasses et un réseau de paléochenaux (MacPherson, 1967). Des tourbières et des marécages se sont formés dans de nombreux chenaux abandonnés. La datation du lit organique inférieur des tourbières des hautes terrasses donne l'âge minimal, environ 9,5 ka, de la régression marine dans la vallée moyenne du Saint-Laurent (Terasmae, 1960b).

Dans la vallée inférieure de l'Outaouais, des sédiments fluviatiles silteux et sableux, très étendus et localement épais, reposent sur les dépôts marins (Gadd, 1986). Ces sédiments forment un système deltaïque en progression depuis Petawawa jusqu'au Saint-Laurent. Ils ont plusieurs origines: eaux de fonte provenant directement du front glaciaire en retrait, déversement des Grands Lacs glaciaires, drainage des lacs glaciaires plus au nord (Vincent, 1989) et érosion de dépôts marins et deltaïques récents soulevés par glacio-isostasie. Des coquilles de *Lampsilis*, trouvées localement près du sommet de cette succession et datées, indiquent la présence d'eaux douces à la fin de l'édification du système deltaïque de la vallée de l'Outaouais dès 10,3 ka (Rodrigues et Richard, 1983). Cet âge est toutefois en contradiction avec des datations de 10 ka de coquilles marines trouvées à de plus hautes altitudes dans la même région; la datation des coquilles de cette région pose donc un problème (Fulton et Richard, 1987).

Plusieurs grands deltas sont actuellement en cours d'édification dans la région. À la tête du lac Saint-Pierre, la confluence de plusieurs rivières avec le Saint-Laurent est à l'origine du delta des îles de Sorel. Le Saint-Maurice construit actuellement un delta de trois îles qui a donné son nom à la ville de Trois-Rivières. Dans l'estuaire moyen du Saint-Laurent, des estrans de plus de 1000 m de largeur sont exondés à marée basse; des boues sableuses à argileuses sont transportées au fond du fleuve (D'Anglejean, 1971, 1981). Les phénomènes glaciels agissent sur tous les rivages du réseau actuel de lacs et de rivières de la vallée (Dionne, 1969); les embâcles de printemps maintiennent à nu les berges et entraînent des blocs et d'autres matériaux vers l'aval.

Tableau 4-13. Zones d'assemblage pollinique du Tardiglaciaire et de l'Holocène (Richard, 1977).

	Laurentides méridionales				Basses terres du Saint-Laurent			
Âge (ka)	ZAP	Sous-ZAP	Taxon-guide		ZAP	Sous-ZAP	Taxon-guide	Âge (ka)
0								0
0,3	*Betula-*	(*-Ambrosia*)			*Betula-Pinus*	(*-Ambrosia*)		0,4
4	*Pinus*	*-Fagus*			*Betula-Picea*	*-Fagus*		4
		-Tsuga		4,8 minimum *tsuga*	(dans les	*-Tsuga*	*Accer*	
5			*Accer saccharum*		tourbières)	*Betula-Pinus*	*saccharum*	5
		-Tsuga				(*-Tsuga*)		
7	*Pinus-*	*-Quercus*				(*-Quercus*)		7
	Betula	*-Picea*				(*-Picea*)		
		Betula arborescent — *Picea*			*Pinus-Betula*	*Betula* arborescent — *Picea*		
		Betula arborescent — (*Alnus crispa*)			ou *Pinus* (à	(*Picea*)		10
10		*Populus* — *Picea* — *Juniperus*			l'ouest et	(Cypéracees)		
		Betula arbustif			dans le centre)			
		Cypéracees-Graminées						
11,5		Arbres — concentration pollinique minimale						

( ) peut être absent
ZAP Zone d'assemblage pollinique

Les processus périglaciaires

Des fentes de gel, des cryoturbations et des accumulations nivéo-éoliennes ont été identifiées dans les Appalaches et la vallée du Saint-Laurent (Hamelin, 1961; Gangloff, 1970, 1973; Dionne, 1971; Cailleux, 1972). Ces structures et accumulations sont caractéristiques de processus périglaciaires dans un milieu à pergélisol discontinu. Ces indices de climat rigoureux sont conformes à la présence tardive d'une toundra jusqu'à 11 ka sur le mont Shefford et jusqu'à 10 ka dans le Charlevoix (Richard et Poulin, 1976; Richard, 1978).

Les mouvements de masse

De vastes glissements de terrain dans les argiles marines saturées se sont produits pendant et après l'exondation marine, lors de la différenciation des chenaux de drainage du Saint-Laurent et de ses affluents (Fransham et Gadd, 1976). L'érosion linéaire, accentuée par le relèvement glacio-isostatique, a ensuite enfoncé les lits des cours d'eau et provoqué de nombreux glissements de terrain simples ou polyphasés (Karrow, 1972). Le mécanisme de déclenchement des glissements de terrain est complexe et lié à la thixotropie des argiles. Les glissements de 1663 dans la vallée du Saint-Maurice, décrits dans Les Relations des Jésuites et datés au ^{14}C par Desjardins (1980), ont pour origine un tremblement de terre. Des pluies printanières abondantes ont largement contribué au glissement de Saint-Alban, sur la rivière Sainte-Anne, en 1894 (Chalmers, 1900; Occhietti et al., 1975). Le glissement catastrophique de Nicolet, en 1955, rappelle que ce phénomène constitue une menace permanente dans la région très peuplée de la vallée du Saint-Laurent (Hurtubise et al., 1957).

Dans les Appalaches, de petits décrochements et des coulées de solifluxion affectent les pentes rocheuses et les talus après des pluies abondantes. Ces mouvements sont peu importants à l'échelle régionale, mais il causent parfois des problèmes au réseau routier.

Les phénomènes éoliens

La surface des dépôts meubles a été soumise à une intense activité éolienne, immédiatement après le retrait des glaces ou l'émersion, et avant la colonisation végétale. Osborne (1950) et Clark et Elson (1961) ont signalé la présence de cailloux éolisés sur la Moraine de Saint-Narcisse, à Mont-Carmel. L'ensemble des hautes et moyennes terrasses et des deltas perchés de la vallée du Saint-Laurent est couvert de dunes fixées. Des réseaux de dunes paraboliques forment des crêtes de coq sur la rive sud (Gadd, 1971 et Dubé, 1971) et la rive nord du fleuve (Occhietti, 1980). Les anciennes aires de déflation sont souvent comblées par des tourbières. Des sédiments nivéo-éoliens (Cailleux, 1972) et du loess ont été identifiés, respectivement dans la région du bas Saint-Maurice (Occhietti, 1980) et près de Montréal (Gangloff, 1973).

Séismes et néotectonique

La vallée du Saint-Laurent est secouée par des tremblements de terre de magnitude le plus souvent faible ou moyenne et plus rarement forte (Basham et al., 1979). Ces secousses sont concentrées dans les régions de Montréal, de l'astroblème de Charlevoix et dans la vallée de la Gatineau. Selon Rondot (1968), la sismicité de la région de

Tableau 4-14. Nouvelle hypothèse stratigraphique du Quaternaire de la vallée du Saint-Laurent.

Âge approximatif (ka)	Étages de la stratigraphie isotopique marine	Cadre chronostratigraphique (tel qu'utilisé dans ce volume)		Climat (interprétation)	Unités lithostratigraphiques
13	1	Holocène			
32	2	WISCONSINIEN	Supérieur		Till de Gentilly (avec interlits stratifiés)
65	3		Moyen	Frais Froid Frais	
80	4		Inférieur		
	5a	SANGAMONIEN		Frais	Sédiments de Saint-Pierre[1] Formation de Saint-François-du-Lac[2] Silts et sables aux Vieilles-Forges[3]
	5b			Froid	Till[1] Till de Lévrard?[2]
	5c			Frais	Varves de Deschaillons[1] Sable pré-Deschaillons[1]
	5d			Froid	Sable inférieur à Pointe-Fortune[4]
130	5e			Chaud	
	6	ILLINOIEN			Varves[1] et argile[4,5] Till de Bécancour?[1] Till inférieur à Pointe-Fortune[5]

(1) Lamothe, 1987
(2) Lamothe, 1985
(3) Occhietti et al., 1987
(4) Anderson, T.W., Matthews, J.V. Jr. et Mott, R.J., communication personnelle, 1987
(5) Veillette et Nixon, 1984

CGC

Note du rédacteur. Entre la première rédaction (1984) et la révision finale (1988) de ce chapitre, des données nouvelles ont remis en question certaines interprétations de la stratigraphie du Quaternaire. Soucieux de rendre compte le plus fidèlement possible de l'état des connaissances en stratigraphie du Quaternaire de la vallée du Saint-Laurent, nous avons intégré une partie des travaux récents dans le corps du texte et ajouté le tableau 4-14.

Charlevoix aurait pour cause le relâchement de contraintes résiduelles associées à la structure produite par un impact météoritique du Dévonien. Certains auteurs ont évoqué la possibilité de mouvements verticaux récents de la croûte terrestre au sud des Laurentides (Gale, 1970). Il existe plusieurs autres indices de néotectonique dans la région, en particulier des failles postglaciaires (Oliver et al. 1970), qui sont probablement attribuables à un relèvement isostatique résiduel. Samuel de Champlain ne pourrait plus aujourd'hui mouiller ses bateaux dans la rivière Saint-Charles comme il le fit en 1603.

REMERCIEMENTS

Ce chapitre a été soumis à la lecture critique des personnes suivantes: W.H. Mathews (Université de la Colombie-Britannique), J.B. Bird (Université McGill), N.R. Gadd et V.K. Prest (Commission géologique du Canada), P. LaSalle (ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec), J.A. Elson (Université McGill), G.P. Prichonnet (Université du Québec à Montréal), E.V. Sado et P.J. Barnett (Commission géologique de l'Ontario).

BIBLIOGRAPHIE

Allard, M.
1977: Le rôle de la géomorphologie dans les inventaires biophysiques: l'exemple de la région Gatineau-Lièvre; thèse de PhD, non publiée, McGill University, Montréal, 274 p.

American Commission on Stratigraphic Nomenclature
1961: Code of Stratigraphic Nomenclature; American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 45, p. 645-660.

Anderson, T.W.
1987: Terrestrial environments and age of the Champlain Sea based on pollen stratigraphy of the Ottawa-Lake Ontario region; in Quaternary Geology of the Ottawa Region, Ontario and Quebec, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 86-23.

Anderson, T.W. and Lewis, C.F.M.
1985: Postglacial water-level history of the Lake Ontario basin; in Quaternary Evolution of the Great Lakes, P.F. Karrow and P.E. Calkin (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 30, p. 231-253.

Anderson, T.W., Matthews, J.V., Jr., Mott, R.J., and Richard, S.H.
1987: Stratigraphy, pollen, plant, and insect macrofossils at Pointe-Fortune site, Ontario: A Possible St. Pierre Interstadial equivalent; XII INQUA Congress, Ottawa, 1987, Program with abstracts, National Research Council of Canada, Ottawa, p. 121.

Anderson, T.W., Mott, R.J., and Delorme, L.D.
1985: Evidence for a pre-Champlain Sea glacial lake phase in Ottawa valley, Ontario, and its implications; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 239-245.

Antevs, E.
1928: The last glaciation; American Geographical Society, Research Series No. 17, 292 p.

Ashworth, A.C.
1977: A late Wisconsinan Coleopterous assemblage from southern Ontario and its environmental significance; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1625-1634.

Banerjee, I.
1973: Part A: Sedimentology of Pleistocene glacial varves in Ontario, Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 226, p. 1-44.

Barnett, P.J.
1978: Quaternary geology of the Simcoe area, southern Ontario; Ontario Division of Mines, Geoscience Report 162, 74 p.
1979: Glacial Lake Whittlesey: the probable ice frontal position in the eastern end of the Erie basin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 568-574.
1980: Quaternary geology of Fort Coulonge (31F/15) area, Renfrew County, Ontario; Ontario Geological Survey, Preliminary Map 2367, scale 1:50 000.
1982: Quaternary geology of the Tillsonburg area, southern Ontario; Ontario Geological Survey, Report 220, 87 p.
1984: Glacial stratigraphy and sedimentology central north shore area, Lake Erie, Ontario; Geological Association of Canada, Annual Meeting, London, Guidebook for Field Trip no. 12, 42 p.

Barnett, P.J. and Clarke, W.S.
1980a: Quaternary geology of the Renfrew area, Renfrew County; Ontario Geological Survey, Preliminary Map 2365, scale 1:50 000.
1980b: Quaternary geology of the Cobden (31F/10) area, Renfrew County, Ontario; Ontario Geological Survey, Preliminary Map 2366, scale 1:50 000.

Barnett, P.J. and Kennedy, C.C.
1987: Deglaciation, marine inundation and archeology of the Renfrew-Pembroke area; in Quaternary Geology of the Ottawa Region and Guides for Day Excursions, R.J. Fulton (ed.); INQUA XIIth International Congress, Ottawa, National Research Council.

Basham, P.W., Weichert, D.H., and Berry, M.J.
1979: Regional assessment of seismic risk in eastern Canada; Seismological Society of Canada, Bulletin, v. 69, p. 1567-1602.

Bayfield, H.W.
1837: Notes on the geology of the north coast of the St. Lawrence; Geological Society of London, Transactions (2), v. 5, p. 89-102.

Berger, G.W.
1984: Thermoluminescence dating studies of glacial silts from Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1393-1399.

Berti, A.A.
1975: Paleobotany of Wisconsinan interstadials, eastern Great Lakes region, North America; Quaternary Research, v. 5, p. 591-619.

Bigsby, J.J.
1829: A sketch of the topography and geology of Lake Ontario; Philosophical Magazine, new series, v. 5, p. 1-15, 81-87, 263-274, 339-347, 424-431.

Bird, B.J.
1972: The Natural Landscapes of Canada, a Study in Regional Earth Sciences; Wiley, Toronto, 191 p.

Blanchard, R.
1947: Le Centre du Canada français, Province de Québec; Beauchemin, Montréal, 577 p.

Bleuer, N.K.
1974: Buried till ridges in the Fort Wayne area, Indiana, and their regional significance; Geological Society of America, Bulletin, v. 85, p. 917-920.

Boissonnault, P. et Gwyn, Q.H.J.
1983: L'évolution du lac proglaciaire Memphrémagog, sud du Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 37, p. 197-204.

Bouchard, M. et Godard, A.
1984: Les altérites du bouclier canadien: premier bilan d'une campagne de reconnaissance; Géographie physique et Quaternaire, vol. 38, p. 149-163.

Boutray, B. de
1975: Minéralogie et pétrographie des dépôts meubles pléistocènes de la région de Montréal; Revue de géographie de Montréal, vol. 29, p. 347-356.

Boyko-Diakonow, M.
1979: The laminated sediments of Crawford Lake, southern Ontario, Canada; in Moraines and Varves, C. Schluchter (ed.); Balkema, p. 303-308.

Brodeur, D. et Allard, M.
1985: Stratigraphie et Quaternaire à l'?le aux Coudres, estuaire moyen du Saint-Laurent, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 39, p. 183-198.

Broecker, W.S. and Farrand, W.R.
1963: Radiocarbon age of the Two Creeks Forest Bed, Wisconsin; Geological Society of America, Bulletin, v. 74, p. 795-802.

Brookfield, M.E., Gwyn, Q.H.J., and Martini, I.P.
1982: Quaternary sequences along the north shore of Lake Ontario; Oshawa-Port Hope; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1836-1850.

Brown, B.M., McKay, G.A., and Chapman, L.J.
1968: The climate of southern Ontario; Canada Department of Transport, Climatological Studies no. 5, 50 p.

Burgis, W.A. and Eschman, D.F.
1981: Late-Wisconsinan history of northeastern Lower Michigan; Midwest Friends of the Pleistocene, 30th Annual Field Conference Guidebook, Ann Arbor, Michigan, 110 p.

Burwasser, G.J.
1977: Quaternary geology of the City of Thunder Bay and vicinity; Ontario Geological Survey, Report 164, 70 p.

Cailleux, A.
1972: Les formes et dépôts nivéo-éoliens actuels en Antarctique et au Nouveau-Québec; Cahiers de géographie de Québec, n 39, p. 377-409.

Calkin, P.E. and Brett, C.E.
1978: Ancestral Niagara River drainage: stratigraphic and paleontologic setting; Geological Society of America, Bulletin, v. 89, p. 1140-1154.

Calkin, P.E. and Feenstra, B.H.
1985: Evolution of the Erie-basin Great Lakes; in Quaternary Evolution of the Great Lakes, P.F. Karrow and P.E. Calkin (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 30, p. 149-170.

Chalmers, R.
1898: Report on the surface geology and auriferous deposits of southeastern Quebec; Geological Survey of Canada, Annual Report, v. 10, Part J, 160 p.
1900: Notes on the Pleistocene marine shore-lines and landslips (sic) of the north side of the St. Lawrence Valley; Geological Survey of Canada, Annual Report, v. 11, Part J, Appendix 1, p. 63-70.

Chapman, D.H.
1942: Late glacial and post-glacial history of the Champlain Valley; American Journal of Science, 5th series, v. 34, p. 89-124.

Chapman, L.J. and Dell, C.I.
1963: Revisions in the early history of the retreat of the Wisconsinan glacier in Ontario based on the calcite content of sands; Geological Association of Canada, Proceedings, v. 15, p. 103-108.

Chapman, L.J. and Putnam, D.F.
1951: The Physiography of Southern Ontario; Ontario Research Foundation, Toronto, 284 p.
1966: The Physiography of Southern Ontario (second edition); Ontario Research Foundation, Toronto, 386 p.
1984: The Physiography of Southern Ontario (third edition); Ontario Geological Survey, Special Volume 2, 270 p.

Chauvin, L.
1979a: Géologie des dépôts meubles, région d'Asbestos-Disraeli, rapport préliminaire; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; DPV-716, 10 p.

1979b: Dépôts meubles de la région de Thetford Mines-Victoriaville; Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-622, 20 p.

Chell, R.J.

1982: The depositional history of an esker near Ottawa, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1417-1427.

Churcher, C.S. and Karrow, P.F.

1977: Late Pleistocene muskox (Ovibos) from the Early Wisconsin at Scarborough Bluffs, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 326-331.

Cimon, J.

1969: Étude de la kaolinisation d'une anorthosite à Château-Richer, comté de Montmorency, Québec; thèse de maîtrise en sciences non publiée, Département de géologie, Université Laval, Québec, 82 p.

Clark, J.A.

1980: A numerical model of worldwide sea level changes on a visco-elastic earth since 18,000 BP; in Earth Rheology and Isostasy, N.A. MÉrner(ed.); Wiley and Sons, New York, p. 175-200.

Clark, P. and Karrow, P.F.

1983: Till stratigraphy in the St. Lawrence Valley near Malone, New York. Revised glacial history and stratigraphic nomenclature; Geological Society of America, Bulletin, v. 94, p. 1306-1318.

1984: Late Pleistocene water bodies in the St. Lawrence Lowland, New York, and regional correlations; Geological Society of America, Bulletin, v. 95, p. 805-813.

Clark, R.H. and Persoage, N.P.

1970: Some implications of crustal movement in engineering planning; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 628-633.

Clark, T.H. and Elson, J.A.

1961: Ventifacts and eolian sand at Charette, P.Q.; Royal Society of Canada, Transactions, v. 55, series III, p. 1-11.

Cleaves, A.B.

1963: Engineering geology characteristics of basal till, St. Lawrence Seaway project; P.D. Trask and G.A. Kiersch (ed.); Engineering Geology Case Histories, No. 4, Geological Society of America, p. 51-57.

Clément, P. and De Kimpe, C.R.

1977: Geomorphological conditions of gabbro weathering at Mount Mégantic, Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2262-2273.

Clément, P. et Parent, M.

1977: Contribution à l'étude de la déglaciation wisconsinienne dans le centre des Cantons de l'Est, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 217-228.

Clet, M. et Occhietti, S.

1988: Palynologie des sédiments attribués à l'intervalle non glaciaire de Saint-Pierre, Québec, Canada: étude de préliminaire; Actes du Symposium à l'Association des palynologues de langue française, Institut français de Pondichéry, Travaux de la section scientifique et technique, T. XXV, pp. 185-196.

Clet, M., Occhietti, S., et Richard, P.

1986: Stratigraphie et palynologie du Wisconsinien de la coupe de Donnacona, Québec; ACFAS, 54e congrès, Recueil des resumés de communications, Annales de l'ACFAS, vol. 54, p. 216.

Coakley, J.P.

1976: The formation and evolution of Point Pelee, western Lake Erie; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 136-144.

Coakley, J.P. and Lewis, C.F.M.

1985: Postglacial lake levels in the Erie basin; in Quaternary Evolution of the Great Lakes, P.F. Karrow and P.E. Calkin (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 30, p. 195-212.

Coleman, A.P

1894: Interglacial fossils from the Don Valley, Toronto; American Geologist, v. 13, p. 85-93.

1933: The Pleistocene of the Toronto region; Ontario Department of Mines, Annual Report, v. 41, part 7, 69 p.

1936: Lake Iroquois; Ontario Department of Mines Annual Report, v. 45, part 7, 36 p.

1941: The last million years; a history of the Pleistocene in North America; Toronto, University of Toronto Press, 216 p.

Connally, G. and Sirkin, L.A.

1973: The Wisconsinan history of the Hudson-Champlain lobe. The Wisconsinan stage; Geological Society of America, Memoir 136, p. 47-69.

Cooper, A.J.

1975: Pre-Catfish Creek tills of the Waterloo area; unpublished MSc thesis, University of Waterloo, Waterloo, Ontario 178 p.

1979: Quaternary geology of the Grand Bend-Parkhill area, southern Ontario; Ontario Geological Survey, Report 188, 70 p.

Cooper, A.J. and Clue, J.

1974: Quaternary geology of the Grand Bend area, southern Ontario; Ontario Division of Mines, Preliminary Map P-974.

Corliss, B.H., Hunt, A.S., and Keigwin, L.D., Jr.

1982: Benthonic foraminiferal faunal and isotopic data for the postglacial evolution of the Champlain Sea; Quaternary Research, v. 17, p. 325-338.

Costello, W.R. and Walker, R.G.

1972: Pleistocene sedimentology, Credit River, southern Ontario; a new component of the braided river model; Journal of Sedimentary Petrology, v. 42, p. 389-400.

Cotter, J.F., Ridge, J.C., Evenson, E.B., Sevon, W.D., Sirkin, L., and Stuckenrath, R.

1985: The Wisconsinan history of the Great Valley, Pennsylvania and New Jersey, and the age of the « Terminal Moraine »; in Woodfordian Deglaciation of the Great Valley, New Jersey, E.B. Evenson (ed.); 48th Friends of the Pleistocene, Field Conference Guidebook, Department of Geology, Lehigh University, Bethlehem, Pennsylvania.

Cowan, W.R.

1972: Pleistocene geology of the Brantford area, southern Ontario; Ontario Department of Mines and Northern Affairs, Industrial Minerals Report 37, 66 p.

1975: Quaternary geology of the Woodstock area; Ontario Division of Mines, Geological Report 119, 91 p.

1978: Trend surface analysis of major late Wisconsinan till sheets, Brantford-Woodstock area, southern Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1025-1036.

1979: Quaternary geology of the Palmerston area, southern Ontario; Ontario Geological Survey, Report 187, 64 p.

Crawford, C.B.

1968: Quick clays of eastern Canada; Engineering Geology, v. 2, p. 239-265.

Creer, K.M. and Tucholka, P.

1982: Construction of type curves of geomagnetic secular variation for dating lake sediments from east central North America; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1106-1115.

Cronin, T.M.

1977a: Champlain sea foraminifera and ostracoda: a systematic and paleoecological synthesis; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 107-122.

1977b: Late-Wisconsin marine environments of the Champlain Valley (New York, Quebec); Quaternary Research, v. 7, p. 238-253.

1979a: Foraminifer and ostracode species diversity in the Pleistocene Champlain Sea of the St. Lawrence Lowlands; Journal of Paleontology, v. 53, p. 233-244.

1979b: Late Pleistocene benthic foraminifers from the St. Lawrence Lowlands; Journal of Paleontology, v. 53, p. 781-814.

1981: Paleoclimatic implications of late Pleistocene marine ostracodes from the St. Lawrence Lowlands; Micropaleontology, v. 27, p. 384-418.

Dadswell, M.J.

1974: Distribution, ecology, and postglacial dispersal of certain crustaceans and fishes in eastern North America; National Museums of Canada, Publications Zoology, no. 11, 110 p.

D'Anglejan, B.F.

1971: Submarine sand dunes in the St. Lawrence estuary; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1480-1486.

1981: Évolution post-glaciaire et sédiments récents de la plate-forme infra-littorale, baie de Sainte-Anne, estuaire du Saint-Laurent, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 35, p. 253-260.

David, P.P. and Lebuis, J.

1985: Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada; in Late Pleistocene History of Northeastern New England and Adjacent Quebec, H.J.W. Borns, P. LaSalle, and W.B. Thompson (ed.); Geological Society of America, Special Paper 197, p. 85-109.

Dawson, J.W.

1893: The Canadian Ice Age; William V. Dawson, Montreal, 301 p.

Deane, R.E.

1950: Pleistocene geology of the Lake Simcoe district, Ontario; Geological Survey of Canada, Memoir 256, 108 p.

Dejou, J., De Kimpe, C.R., et LaSalle, P.

1982: Évolution géochimique superficielle naissante des anorthosites. Cas du profil de Château-Richer, Québec, Canada; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 19, p. 1697-1706.

Dell, C.I.

1959: A study of the mineralogical composition of sand in southern Ontario; Canadian Journal of Soil Sciences, v. 39, p. 185-196.

1972: The origin and characteristics of Lake Superior sediments; Proceedings, 15th Conference on Great Lakes Research, Ann Arbor, Michigan, p. 361-370.

Denis, R.
1976: Région de Saint-Gabriel; Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique 168, 56 p., carte 1772, échelle 1:63 360.
Denis, R. et Prichonnet, G.
1973: Aspects du Quaternaire dans la région au nord de Joliette; 2°me colloque sur le Quaternaire du Québec, Montréal. Livret-guide d'excursion, 53 p.
Desjardins, R.
1980: Tremblement de terre et glissement de terrain: corrélation entre des datations au ^{14}C et des données historiques à Shawinigan, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 34, p. 359-362.
deVries, H. and Dreimanis, A.
1960: Finite radiocarbon dates of the Port Talbot Interstadial deposits in southern Ontario; Science, v. 131, p. 1738-1739.
DiLabio, R.N.W.
1989: Terrain geochemistry in Canada; Chapter 10 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Dionne, J-C.
1963a: Vers une définition plus adéquate de l'Estuaire du Saint-Laurent; Annales de géomorphologie, vol. 7, p. 36-47.
1963b: Le problème de la terrasse et de la falaise Mic Mac (Côte sud de l'Estuaire maritime du Saint-Laurent); Revue canadienne de géographie, vol. 17, p. 9-25.
1968: Schorre morphology on the south shore of the St. Lawrence Estuary; American Journal of Science, v. 266, p. 380-388.
1969: Érosion glacielle littorale, estuaire du St-Laurent; Revue de géographie de Montréal, vol. 23, p. 5-20.
1971: Fentes de cryoturbation tardiglaciaires dans la région de Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 25, p. 245-264.
1972a: La dénomination des mers du post-glaciaire au Québec; Cahiers de géographie de Québec, v. 16, p. 483-487.
1972b: Caractéristiques des blocs erratiques des rives de l'estuaire du Saint-Laurent; Revue de géographie de Montréal, vol. 26, p. 125-152.
1977: La mer de Goldthwait au Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 61-80.
Dreimanis, A.
1958: Wisconsin stratigraphy at Port Talbot on the north shore of Lake Erie, Ontario; Ohio Journal of Science, v. 58, p. 64-84.
1961: Tills of southern Ontario; in Soils in Canada, R.F. Legget (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication no. 3, p. 80-96.
1964: Notes on the Pleistocene time-scale in Canada; Royal Society of Canada, Special Publication no. 8, p. 139-156.
1977: Correlation of Wisconsin glacial events between the eastern Great Lakes and the St. Lawrence lowlands; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 37-51.
1982a: Genetic classification of tills and criteria for their differentiation: progress report on activities 1977-1982, and definitions of glacigenic terms; in INQUA Commission on Genesis and Lithology of Quaternary Deposits, C. Schluchter (ed.); ETH-Honggerberg, Zurich p. 12-31.
1982b: Two origins of the stratified Catfish Creek Till at Plum Point, Ontario, Canada; Boreas, v. 11, p. 173-180.
1985: Till stratigraphy in the St. Lawrence Valley near Malone, New York: Revised glacial history and stratigraphic nomenclature: Discussion and reply; Geological Society of America, Bulletin, v. 96, p. 155-156.
1987: The Port Talbot interstadial site, southwestern Ontario; Geological Society of America, Centennial Field Guide – Northeastern Section, CFG-5, p. 345-348.
Dreimanis, A. and Barnett, P.J.
1985: Quaternary geology, Port Stanley area, southern Ontario; Ontario Geological Survey Geological Series – Preliminary Map, Map P-2827, scale 1:50 000.
Dreimanis, A. and Goldthwait, R.P.
1973: Wisconsin glaciation in the Huron, Erie and Ontario Lobes; in The Wisconsinan Stage, R.F. Black, R.P. Goldthwait, and H.B. Willman (ed.); Geological Society of America, Memoir 136, p. 71-106.
Dreimanis, A. and Karrow, P.F.
1972: Glacial history of the Great Lakes St. Lawrence Region, the classification of the Wisconsin(an) Stage, and its correlatives; 24th International Geological Congress, Montreal, Section 12, p. 5-15.
Dreimanis, A. and Vagners, U.J.
1971: Bimodal distribution of rock and mineral fragments in basal tills; in Till: a Symposium, R.P. Goldthwait (ed.); Ohio State University Press, p. 237-250.
Dreimanis, A., Terasmae, J., and McKenzie, G.D.
1966: The Port Talbot Interstade of the Wisconsin glaciation; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 305-325.
Dubé, J.C.
1971: Géologie des dépôts meubles, région de Lyster, Comtés de Mégantic, Lotbinière, Nicolet, et Arthabaska; Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport Préliminaire 596, 11 p., carte 1732, échelle 1:63 360.
Dubois, J.M.M.
1973: Les caractéristiques naturelles des Cantons de l'Est; Centre de Recherches en Aménagement Régional, Université de Sherbrooke, Sherbrooke, 130 p.
Dubois, J-M., Larocque, A., Boissonnault, P., Dubé, C., Poulin, A., Gwyn, Q.H.J., Larocque, G., et Morissette, A.
1984: Discussion de « Notes on the deglaciation of southeastern Quebec »; dans Recherches en cours, Partie B, Commission géologique du Canada, Étude 84-1B, p. 391-394.
Duckworth, P.B.
1979: The late depositional history of the western end of the Oak Ridges Moraine, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1094-1107.
Dumont, A., Allard, M., et Soucy, J.M.
1980: Wakefield – Géomorphologie; Office de planification et de développement du Québec, carte avec texte, échelle 1:50 000.
Durand, M. et Ballivy, G.
1974: Particularités rencontrées dans la région de Montréal résultant de l'arrachement d'écailles de roc par la glaciation; Revue canadienne de géotechnique, v. 11, p. 302-306.
Duthie, H.C. and Mannada Rani, R.G.
1967: Diatom assemblages from Pleistocene interglacial beds at Toronto, Ontario; Canadian Journal of Botany, v. 45, p. 2249-2261.
Elson, J.A.
1962: Pleistocene geology between Montreal and Covey Hill; Intercollegiate Geological Conference Guidebook, T.H. Clark (ed.); 54th Annual Meeting, Montreal, p. 61-66.
1969a: Late Quaternary marine submergence of Québec; Revue de géographie de Montréal, v. 23, p. 247-250.
1969b: Radiocarbon dates, Mya arenaria phase of the Champlain Sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 367-372.
Elson, J.A. and Elson, J.B.
1959: Phases of the Champlain Sea indicated by littoral mollusks; Geological Society of America, Bulletin, v. 70, p. 1596.
Eyles, C.H. and Eyles, N.
1983: Sedimentation in a large lake: a reinterpretation of the late Pleistocene stratigraphy at Scarborough Bluffs, Ontario, Canada; Geology, v. 11, p. 146-152.
Eyles, N.
1987: Late Pleistocene depositional systems of Metropolitan Toronto and their engineering and glacial geological significance; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1009-1021.
Eyles, N. and Clark, B.M.
1986: Significance of hummocky and swaley cross-stratification in late Pleistocene lacustrine sediments of the Ontario basin, Canada; Geology, v. 14, p. 679-682.
1988: Storm-influenced deltas and ice scouring in a late Pleistocene glacial lake; Geological Society of America, Bulletin, v. 100, p. 793-809.
Eyles, N. and Westgate, J.A.
1987: Restricted regional extent of the Laurentide Ice Sheet in the Great Lakes basins during early Wisconsin glaciation; Geology, v. 15, p. 537-540.
Eyles, N., Clark, B.M., Kaye, B.G., Howard, K.W.F., and Eyles, C.H.
1985: The application of basin analysis techniques to glaciated terrains: An example from the Lake Ontario Basin, Canada; Geoscience Canada, v. 12, p. 22-32.
Eynon, G. and Walker, R.G.
1974: Facies relationships in Pleistocene outwash gravels, southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers; Sedimentology, v. 21, p. 43-70.
Faessler, C.
1948: L'extension maximum de la Mer Champlain au nord du St-Laurent, de Trois-Rivières à Moisie; Université Laval, Géologie et Minéralogie, Contribution no. 88, p. 16-28.
Farrand, W.R. and Drexler, C.W.
1985: Late Wisconsinan and Holocene history of the Lake Superior basin; in Quaternary Evolution of the Great Lakes, P.F. Karrow and P.E. Calkin (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 30, p. 17-32.
Farvolden, R.N., Greenhouse, J.P., Karrow, P.F., Pehme, P.E., and Ross, L.C.
1987: Ontario Geoscience Research Grant Program Grant no. 128, Subsurface Quaternary stratigraphy of the Kitchener-Waterloo area using borehole geophysics; Ontario Geological Survey, Open File Report 5623, 76 p.

Fillon, R.F. and Hunt, A.
1974: Late Pleistocene benthonic Foraminifera of the southern Champlain Sea: paleotemperature and paleosalinity indications; Maritime Sediments, v. 10, p. 14-18.

Flint, J.J. and Lolcama, J.
1986: Buried ancestral drainage between lakes Erie and Ontario; Geological Society of America, Bulletin, v. 97, p. 75-84.

Ford, D.C., Andrews, J.T., Day, T.E., Harris, S.E., Macpherson, J.B., Occhietti, S., Rannie, W.F., and Slaymaker, H.O.
1984: Canada: how many glaciations?; Canadian Geographer, v. 28, p. 205-225.

Forsyth, J.L.
1965: Age of the buried soil in the Sidney, Ohio, area; American Journal of Science, v. 263 p. 571-597.

Fransham, P.B. and Gadd, N.R.
1976: Geological and geomorphological controls of landslides in Ottawa Valley, Ontario; Proceedings of the 29th Canadian Geotechnical Conference, Vancouver, session V, p. V-I-V-II.

Fransham, P.B., Gadd, N.R., and Carr, P.A.
1976: Geological variability of marine deposits, Ottawa-St. Lawrence Lowlands; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 37-41.

Fritz, P., Anderson, T.W., and Lewis, C.F.M.
1975: Late-Quaternary climatic trends and history of Lake Erie from stable isotope studies; Science, v. 190, p. 267-269.

Frye, J.C. and Willman, H.B.
1960: Classification of the Wisconsinan Stage in the Lake Michigan glacial lobe; Illinois State Geological Survey, Circular 285, 16 p.

Fullerton, D.S.
1980: Preliminary correlation of post-Erie Interstadial events (16 000-10 000 radiocarbon years before present), central and eastern Great Lakes region, and Hudson, Champlain, and St. Lawrence Lowlands, United States and Canada; United States Geological Survey, Professional Paper 1089, 52 p.

Fulton, R.J.
1984: Summary: Quaternary stratigraphy of Canada; in Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 1-5.

Fulton, R.J. (editor)
1987: Quaternary geology of the Ottawa region and guides for day excursions; XII INQUA Congress, Ottawa 1987, National Research Council of Canada, Ottawa, NRC 27536, 125 p.

Fulton, R.J. and Richard, S.H.
1987: Chronology of late Quaternary events in the Ottawa region; in Quaternary geology of the Ottawa region, Ontario and Quebec, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 86-23.

Fulton, R.J., Gadd, N.R., Rodrigues, C.G., and Rust, B.R.
1986: Quaternary geology of the western Champlain Sea basin; Geological Association of Canada, Ottawa '86, Guidebook for Field Trip 7, 36 p.

Gadd, N.R.
1953: Interglacial deposits at St. Pierre, Quebec (abstract); Geological Society of America, Bulletin, v. 64, p. 1426.
1960: Géologie de la région de Bécancour, Québec (dépôts meubles); Commission géologique du Canada, Étude 59-8, 33 p.
1963: Géologie des dépôts meubles, Chalk-River, Ontario-Québec; Commission géologique du Canada, carte 1132A, échelle 1:63 360.
1971: Pleistocene geology of the central St. Lawrence Lowlands, with selected passages from an unpublished manuscript: The St. Lawrence Lowlands, by J.W. Goldthwait; Geological Survey of Canada, Memoir 359, 153 p.
1978a: Surficial geology of Saint-Sylvestre map-area, Quebec; Geological Survey of Canada, Paper 77-16, 9 p.
1978b: Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: Diagnostic criteria for subaqueous outwash: Discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 327-328.
1980a: Iceflow patterns, Montreal-Ottawa Lowland areas; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 375-376.
1980b: Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1439-1453.
1983: Notes on the deglaciation of southeastern Quebec; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 403-412.
1984: Notes on the deglaciation of southeastern Quebec: Reply; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 399-400.
1986: Lithofacies of Leda clay in the Ottawa basin of the Champlain Sea; Geological Survey of Canada, Paper 85-21, 44 p.

Gadd, N.R. and Karrow, P.F.
1959: Surficial geology, Trois-Rivières, St-Maurice, Champlain, Maskinongé, and Nicolet counties, Quebec; Geological Survey of Canada, Map 54-1959, scale 1:63 360.

Gadd, N.R., LaSalle, P., MacDonald, B.C., Shilts, W.W., et Dionne, J-C.
1972a: Géologie et géomorphologie du Quaternaire dans le Sud du Québec; 24ᵉ Congrès international de géologie, Montréal, Livret-guide d'excursion C-44, 74 p.

Gadd, N.R., McDonald, B.C., and Shilts, W.W.
1972b: Deglaciation of southern Quebec; Geological Survey of Canada, Paper 71-47, 19 p., Map 10-1971, scale 1:253 440.

Gadd, N.R., Richard, S.H., and Grant, D.R.
1981: Pre-last-glacial organic remains in Ottawa valley; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 81-1C, p. 65-66.

Gale, L.A.
1970: Geodetic observations for the detection of vertical crustal movement; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 602-606.

Gangloff, P.
1970: Structures de gélisols reliques dans la région de Montréal; Revue de géographie de Montréal, vol. 24, p. 241-253.
1973: Le milieu morphoclimatique tardiglaciaire dans la région de Montréal; Cahiers de géographie de Québec, vol. 17, p. 415-448.

Gardner, J.S.
1977: Some geomorphic effects of a catastrophic flood on the Grand River, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2294-2300.

Gauthier, C.R.
1975: Déglaciation d'un secteur des rivières Chaudière et Etchemin; thèse de maîtrise non publiée McGill Université, Montréal, 180 p.

Gauthier, R.
1971: Étude de cinq tourbières du bas Saint-Laurent. I: Ecologie, II: Tourbe litière; Ministère des Richesses naturelles, Québec, étude spéciale 10, 25 p.

Gerath, R.F., Fowler, B.K., and Haselton, G.M.
1985: The deglaciation of the northern White Mountains of New Hampshire; in Late Pleistocene History of Northeastern New England and Adjacent Quebec, H.W. Borns Jr., P. LaSalle, and W.B. Thompson (ed.); Geological Society of America, Special Paper 197, p. 21-28

Gibbard, P.L. and Dreimanis, A.
1978: Trace fossils from Late Pleistocene glacial lake sediments in southwestern Ontario, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1967-1976.

Goldring, W.
1922: The Champlain Sea, evidence of its decreasing salinity southward as shown by the character of its fauna; New York State Museum Bulletin, no. 232-240, p.153-194.

Grandtner, M.M.
1966: La végétation forestière du Québec méridional; Presses de l'Université Laval, Québec, 216 p.

Grant, D.R.
1977: Glacial style and ice limits, the Quaternary stratigraphic record, and changes of land and ocean level in the Atlantic Provinces, Canada; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 247-260.

Gravenor, C.P. and Stupavsky, M.
1974: Magnetic susceptibility of the surface tills of southern Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 658-663.

Gray, A.B.
1950: Sedimentary facies of the Don member (Toronto Formation); unpublished MA thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario.

Guettard, M.
1752: Mémoire dans lequel on compare le Canada à la Suisse par rapport à ses minéraux; Mémoire de l'Académie Royale des Sciences de Paris, p. 189-220, Suite du mémoire, p. 323-360, Addition au mémoire, p. 524-538.

Guilbault, J.P.
1980: A stratigraphic approach to the study of the late-glacial Champlain Sea deposits with the use of Foraminifera; unpublished PhD thesis, Aarhus University, Denmark, 294 p.

Gunther, F.J. and Hunt, A.S.
1977: Paleoecology of marine and freshwater Holocene ostracodes from Lake Champlain, Nearctic North America; Proceedings of the Sixth International Ostracode Symposium, Saalfelden, p. 327-334.

Gwyn, Q.H.J.
1972: Quaternary geology of the Alliston-Newmarket area, southern Ontario; Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper 53, p. 144-146.

Gwyn, Q.H.J. and Dreimanis, A.
1979: Heavy mineral assemblages in tills and their use in distinguishing glacial lobes in the Great Lakes region; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 2219-2235.

Hamelin, L-E.
1961: Périglaciaire du Canada: idées nouvelles et perspectives globales; Cahiers de géographie de Québec, vol. 5, p. 141-203.

Hann, B.J. and Karrow, P.F.
1984: Pleistocene paleoecology of the Don and Scarborough Formations, Toronto, Canada, based on cladoceran microfossils at the Don Valley Brickyard; Boreas, v. 13, p. 377-391.

Haras, W.S. and Tsui, K.K.
1976: Canada/Ontario Great Lakes shore damage survey coastal zone atlas; Canada, Department of Environment — Ontario Ministry of Natural Resources, 97 p.

Harington, C.R.
1971: The Champlain Sea and its vertebrate fauna; Part I, The history and environment of the Champlain Sea; Trail & Landscape, v. 5, p. 137-141.
1972: The Champlain Sea and its vertebrate fauna; Part II, Vertebrates of the Champlain Sea; Trail & Landscape, v. 6, p. 33-39.
1977: Marine mammals in the Champlain Sea and the Great Lakes; New York Academy of Sciences, Annals, v. 288, p. 508-537.
1978: Quaternary vertebrate faunas of Canada and Alaska and their suggested chronological sequence; National Museum of Natural Sciences, Ottawa, Syllogeus no. 15, 105 p.

Harington, C.R. and Occhietti, S.
1980: Pleistocene eider duck (Somateria cf. mollissima) from Champlain Sea deposits near Shawinigan, Québec; Géographie physique et Quaternaire, v. 34, p. 239245.
1988: Inventaire systématique et paléoécologie des mammifères marins de la Mer de Champlain (fin du Wisconsinien) et de ses voies d'accès; Géographie physique et Quaternaire, vol. 42, n° 1, p. 45-64.

Harrison, J.E.
1972: Quaternary geology of the North Bay — Mattawa region; Geological Survey of Canada, Paper 71-26, 37 p.
1977: Coastal studies in the Ottawa area; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 59-60.

Henderson, E.P.
1970: Surficial geology of Brockville and Mallorytown map-areas, Ontario; Geological Survey of Canada, Paper 70-18, Map 6-1970, scale 1:50 000.
1973: Surficial geology of Kingston map-area, Ontario; Geological Survey of Canada, Paper 72-48, Maps 7-1972, 8-1972, scale 1:125 000.

Hewitt, D.F.
1971: The Niagara Escarpment; Ontario Department of Mines and Northern Affairs, Industrial Minerals Report 35, 71 p.

Hewitt, D.F. and Karrow, P.F.
1963: Sand and gravel in southern Ontario; Ontario Department of Mines, Industrial Minerals Report 11, 151 p.

Hillaire-Marcel, C.
1974: État actuel des connaissances sur le relèvement glacio-isostatique dans la region de Montréal (Québec) entre moins 13 000 et moins 9 000 ans; Compte rendu de l'Académie des Sciences de Paris, t. 298, Série D, p. 1939-1941.
1977: Les isotopes du carbone et de l'oxygène dans les mers post-glaciaires du Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 81-106.
1979: Les mers post-glaciaires du Québec, quelques aspects; thèse de doctorat d'état non publiée, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 293 p.
1980: Les faunes des mers post-glaciaires du Québec: quelques considérations paléoécologiques; Géographie physique et Quaternaire, vol. 34, p. 3-59.
1981a: Paléo-océanographie isotopique des mers post-glaciaires du Québec; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 35, p. 35-119.
1981b: Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario: Discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1385-1386.

Hillaire-Marcel, C. et Pagé, P.
1981: Paléotempératures isotopiques du Lac Glaciaire de Deschaillons; in Quaternary Paleoclimate, W.C. Mahaney (ed.); Geo Books, University of East Anglia, Norwich, England, p. 273-298.

Hillaire-Marcel, C., Occhietti, S., and Vincent, J-S.
1981: The late glacial Sakami Moraine (New-Québec): an example of a reequilibration moraine without climatic control; Geology, v. 9, p. 210-214.

Hillaire-Marcel, C., Soucy, J.M., et Cailleux, A.
1979: Analyses isotopiques de concrétions sous-glaciaires de l'inlandsis laurentidien et teneur en oxygène 18 de la glace; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 16, p. 1494-1498.

Hinde, G.J.
1878: The glacial and interglacial strata of Scarboro Heights and other locations near Toronto, Ontario; Canadian Journal, new series, v. 15, p. 388-413.

Hobson, G.D. and Terasmae, J.
1969: Pleistocene geology of the buried St. Davids Gorge, Niagara Falls, Ontario: Geophysical and palynological studies; Geological Survey of Canada, Paper 68-67, 16 p.

Houde, M. et Clark, T.H.
1961: Carte géologique des Basses-Terres du Saint-Laurent; Ministère des Richesses naturelles du Québec, carte 1407, échelle 1:253 440.

Hough, J.L.
1955: Lake Chippewa, a low stage of Lake Michigan indicated by bottom sediments; Geological Society of America, Bulletin, v. 66, p. 957-968.
1958: Geology of the Great Lakes; University of Illinois Press, 313 p.
1963: The prehistoric Great Lakes of North America; American Scientist, v. 51, p. 84-109.

Hurtubise, J.E., Gadd, N.R., et Meyerhoff, G.G.
1957: Les éboulements de terrain dans l'est du Canada; Proceedings 4th International Conference on Mechanics and Foundation Engineering, Tome II, London, Butterworths Scientific Publications, August, 1957, p. 325-329. Reprinted 1958 as: Associate Committee on Soil and Snow Mechanics, National Research Council of Canada, Technical Memoir no. 52, Ottawa.

Illman, W.I., McLachlan, J., and Edelstein, T.
1970: Marine algae of the Champlain Sea episode near Ottawa; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 1583-1585.

Johnston, W.A.
1917: Pleistocene and Recent Deposits in the vicinity of Ottawa, with a description of the soils, Ottawa; Geological Survey of Canada, Memoir 101, 69 p, Map 1662.

Karrow, P.F.
1957: Pleistocene geology of the Grondines map-area, Québec; unpublished PhD dissertation, University of Illinois, Urbana 97 p.
1959: Pleistocene geology of the Hamilton map-area; Ontario Department of Mines, Geological Circular No. 8, 6 p.
1961: The Champlain Sea and its sediments; in Soils in Canada, R.F. Legget (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication no. 3, p. 97-108.
1967: Pleistocene geology of the Scarborough area; Ontario Department of Mines, Geological Report 46, 108 p.
1968: Pleistocene geology of the Guelph area; Ontario Department of Mines, Geological Report 61, 38 p.
1969: Stratigraphic studies in the Toronto Pleistocene; Geological Association of Canada, Proceedings, v. 20, p. 4-16.
1970: Pleistocene geology of the Thornhill area; Ontario Department of Mines, Industrial Mineral Report 32, 51 p.
1972: Earth flows in the Grondines and Trois-Rivières areas of Québec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 561-573.
1973: Bedrock topography in southwestern Ontario: A progress report; Geological Association of Canada, Proceedings, v. 25, p. 67-77.
1974: Till stratigraphy in parts of southwestern Ontario; Geological Society of America, Bulletin, v. 85, p. 761-768.
1976: The texture, mineralogy, and petrography of North American tills; in Glacial Till, R.F. Legget (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication No. 12, p. 83-98.
1977: Quaternary geology of the St. Mary's area, southern Ontario; Ontario Division of Mines, Geoscience Report 148, 59 p.
1981a: Till texture in drumlins; Journal of Glaciology, v. 27, p. 497-502.
1981b: Late-glacial regional ice-flow patterns in eastern Ontario: Discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1386-1390.
1984: Quaternary stratigraphy and history, Great Lakes St. Lawrence region; in Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 137-153.
1986: Valley terraces and Huron basin water levels; Geological Society of America, Bulletin, v. 97, p. 1089-1097.
1987: Quaternary geology of the Hamilton-Cambridge area southern Ontario; Ontario Geological Survey; Report 255, 94 p.
1989: Quaternary geology of the Great Lakes subregion; in Chapter 4 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
in press: Quaternary geology of the Stratford-Conestogo area, Ontario; Ontario Geological Survey, Report.

Karrow, P.F. and Calkin, P.E. (editors)
1985: Quaternary evolution of the Great Lakes; Geological Association of Canada, Special Paper 30, 258 p.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Karrow, P.F. and Warner, B.G.
1984: A subsurface Middle Wisconsinan interstadial site at Waterloo, Ontario, Canada; Boreas, v. 13, p. 67-85.

Karrow, P.F., Anderson, T.W., Clarke, A.H., Delorme, L.D., and Sreenivasa, M.R.
1975: Stratigraphy, paleontology, and age of Lake Algonquin sediments in southwestern Ontario, Canada; Quaternary Research, v. 5, p. 49-87.

Karrow, P.F., Clarke, A.H., and Herrington, H.B.
1972: Pleistocene molluscs from Lake Iroquois deposits in Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 589-595.

Karrow, P.F., Clark, J.R., and Terasmae, J.
1961: The age of Lake Iroquois and Lake Ontario; Journal of Geology, v. 69, p. 659-667.

Karrow, P.F., Cowan, W.R., Dreimanis, A., and Singer, S.N.
1978: Middle Wisconsinan stratigraphy in southern Ontario; Toronto '78 Field Trips Guidebook, A.L. Currie and W.O. Mackasey (ed.); Geological Society of America, Geological Association of Canada Annual Meeting, p. 17-27.

Karrow, P.F., Harrison, W., and Saunderson, H.C.
1977: Reworked Middle Wisconsinan(?) plant fossils from the Brampton esker, southern Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 426-430.

Karrow, P.F., Hebda, R.J., Presant, E.W., and Ross, G.J.
1982: Late Quaternary inter-till paleosol and biota at Guelph, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1857-1872.

Kelly, R.I. and Martini, I.P.
1986: Pleistocene glacio-lacustrine deltaic deposits of the Scarborough Formation, Ontario, Canada; Sedimentary Geology, v. 47, p. 27-52.

Kerr-Lawson, L.J.
1985: Gastropods and plant microfossils from the Quaternary Don Formation (Sangamonian Interglacial), Toronto, Ontario; unpublished MSc thesis, University of Waterloo, Waterloo, Ontario, 202 p.

Kindle, E.M. and Taylor, F.B.
1913: Description of the Niagara quadrangle; United States Geological Survey, Geological Atlas Folio 190, 26 p.

Kirkland, J.T. and Coates, D.R.
1977: The Champlain Sea and Quaternary deposits in the St. Lawrence Lowland, New York; New York Academy of Sciences, Annals, p. 498-507.

Lajtai, E.Z.
1967: The origin of some varves in Toronto, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 633-639.
1969: Stratigraphy of the University subway, Toronto, Canada; Geological Association of Canada, Proceedings, v. 20, p. 17-23.

Lamarche, R.Y.
1971: Northward moving ice in the Thetford Mines area of southern Quebec; American Journal of Science, v. 271, p. 383-388.
1974: Southeastward, northward and westward ice movement in the Asbestos area of southern Quebec; Geological Society of America, Bulletin, v. 85, p. 465-470.

Lamothe, M.
1977: Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite, Québec; Cartographie, sédimentologie et stratigraphie; thèse de maîtrise non publiée, Université du Québec à Montréal, 118 p.
1984a: Le Quaternaire de la région de Pierreville, basses terres du Saint-Laurent; Association québécoise pour l'étude du Quaternaire, V[e] Congrès, Sherbrooke, Livret guide d'excursion, p. 26-38.
1984b: Apparent thermoluminescence ages of St. Pierre sediments at Pierreville, Quebec, and the problem of anomalous fading; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1406-1409.
1985: Lithostratigraphy and geochronology of the Quaternary deposits of the Pierreville and St-Pierre-les-Becquets area, Quebec; unpublished PhD thesis, University of Western Ontario, London, 240 p.
1987: Lithostratigraphic superposition and geochronology of the Pleistocene sediments in the St-Pierre-les-Becquets area, Quebec (abstract); XII INQUA Congress, Ottawa 1987, Program with abstracts, National Research Council of Canada, Ottawa, p. 206.

Lamothe, M., Hillaire-Marcel, C., et Pagé, P.
1983: Découverte de concrétions calcaires striées dans le till de Gentilly, basses terres du Saint-Laurent, Québec; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 20, p. 500-505.

Landmesser, C.W., Johnson, T.C., and Wold, R.J.
1982: Seismic reflection study of recessional moraines beneath Lake Superior and their relationship to regional deglaciation; Quaternary Research v. 17, p. 173-190.

Larocque, A., Gwyn, Q.J.H., et Poulin, A.
1983a: Développement des lacs proglaciaires et déglaciation des hauts bassins des rivières au Saumon et Chaudière, sud du Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 37, p. 93-105.
1983b: Évolution des lacs proglaciaires et déglaciation du haut Saint-François, sud du Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 37, p. 85-92.

LaSalle, P.
1966: Late Quaternary vegetation and glacial history in the St. Lawrence Lowlands, Canada; Leidse Geologische Mededelingen, v. 38, p. 91-128.
1978: Géologie des sédiments de surface de la région de Québec; Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-565, 2 p., 22 cartes, échelle 1:50 000.
1981: Géologie des dépôts meubles de la région Saint-Jean-Lachine; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-780, 13 p.
1984: Quaternary stratigraphy of Quebec: A review; in Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 155-171.

LaSalle, P. and Elson, J.A.
1975: Emplacement of the St. Narcisse Moraine as a climatic event in eastern Canada; Quaternary Research, v. 5, p. 621-625.

LaSalle, P. et Tremblay, G.
1978: Dépôts meubles, Saguenay-Lac St-Jean; Ministère des Richesses naturelles du Québec, Rapport géologique 191, 61 p.

LaSalle, P., De Kimpe, C., et Laverdière, M.
1983: Altération profonde préglaciaire d'un gneiss à Charlesbourg, Québec; Geoderma, vol. 31, p. 117-132.

LaSalle, P., De Kimpe, C.R., and Laverdière, M.R.
1985: Sub-till saprolites in southeastern Quebec and adjacent New England: Erosional, stratigraphic, and climatic significance; in Late Pleistocene History of Northeastern New England and Adjacent Quebec, H.J.W. Borns, P. LaSalle, and W.B. Thompson (ed.); Geological Society of America, Special Paper 194, p. 13-20.

LaSalle, P., Martineau, G., et Chauvin, L.
1977a: Dépôts morainiques et stries glaciaires dans la région de Beauce-Monts Notre-Dame-parc des Laurentides; Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-515, 22 p.
1977b: Morphologie, stratigraphie, et déglaciation dans la région de Beauce-Monts Notre-Dame-Parc des Laurentides; Ministère des Richesses naturelles du Québec, DPV-516, 74 p.
1979: Lits de bryophites du Wisconsin moyen, Vallée-Jonction, Québec; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 16, p. 593-598.

Laverdière, C. et Courtemanche, A.
1961: La géomorphologie glaciaire de la région de Mont-Tremblant: 2[e] partie: La région de Saint-Faustin — Saint-Jovite; Cahiers de géographie de Québec, no. 9, p. 5-32.

Lebuis, J. et David, P.P.
1977: La stratigraphie et les événements géologiques du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 275-296.

Lee, H.A.
1962: Géologie de la région de Rivière-du-Loup — Trois-Pistoles, Québec; Commission géologique du Canada, Étude 61-32, 2 p., carte 43-1961, échelle 1:63 630.

Legget, R.F.
1942: An engineering study of glacial drift for an earth dam, near Fergus, Ontario; Economic Geology, v. 37, p. 531-536.

Leighton, M.M.
1933: The naming of the subdivisions of the Wisconsin glacial age; Science, v. 77, p. 168.
1958: Important elements in the classification of the Wisconsin glacial stage; Journal of Geology, v. 66, p. 288-309.

LeMenestral, J.
1969: Blackburn (Geomorphology), Ontario-Quebec; Geological Survey of Canada, Map 1264A, scale 1:25 000.

Leverett, F. and Taylor, F.B.
1915: The Pleistocene of Indiana and Michigan and the history of the Great Lakes; United States Geological Survey, Monograph 53, 529 p.

Lewis, C.F.M.
1969: Late Quaternary history of lake levels in the Huron and Erie basins; Proceedings of the 12th Conference on Great Lakes Research, Ann Arbor, Michigan, p. 250-270.
1970: Recent uplift of Manitoulin Island, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 665-675.

Lewis, C.F.M. and McNeely, R.N.
1967: Survey of Lake Ontario bottom deposits; Proceedings of the 10th Conference on Great Lakes Research, p. 133-142.

Lewis, C.F.M., Anderson, T.W., and Berti, A.A.
1966: Geological and palynological studies of early Lake Erie deposits; Great Lakes Research Division, University of Michigan, Publication 15, p. 176-191.

Liberty, B.A.
1969: Paleozoic geology of the Lake Simcoe area, Ontario; Geological Survey of Canada, Memoir 355, 201 p.

Locat, J.
1977: L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 297-306.
Locat, J. and Chagnon, J-Y.
1989: Geological hazards in eastern Canada; in Chapter 12 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Logan, W.E.
1863: Geology of Canada; Geological Survey of Canada, Report of Progress to 1863, 983 p.
Lortie, G.
1975: Direction d'écoulement des glaciers du Pléistocène des Cantons de l'Est, Québec; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 415-416.
1976: Les écoulements glaciaires wisconsiniens dans les Cantons de l'Est et la Beauce, Québec; thèse de MA, non publiée, Université de McGill, Montréal, 219 p.
1983: Les diatomées de la mer de Goldthwait dans la région de Rivière-du-Loup, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 37, p. 279-296.
Lortie, G. et Guilbault, J-P.
1984: Les diatomées et les foraminifères de sédiments marins postglaciaires du Bas-Saint-Laurent (Québec): une analyse comparée des assemblages; Naturaliste canadien, vol. 3, p. 297-310.
Lowdon, J.A. and Blake, W., Jr.
1970: Geological Survey of Canada radiocarbon dates IX; Radiocarbon, v. 12, p. 46-86.
1973: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIII; Geological Survey of Canada, Paper 73-7, 61 p.
1979: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIX; Geological Survey of Canada, Paper 79-7, 58 p.
Lowell, T.V.
1985: Late Wisconsin ice-flow reversal and deglaciation, northwestern Maine; in Late Pleistocene History of Northeastern New England and Adjacent Quebec, H.J.W. Borns, P. LaSalle, and W.B. Thompson (ed.); Geological Society of America, Special Paper 197, p. 71-83.
Lyell, C.
1845: Travels in North America in the Years 1841-1842, with Geological Observations on the United States, Canada, and Nova Scotia; Wiley and Putnam, New York, v. 1, 231 p., v. 2, 251 p.; map scale approximately 1 inch to 100 miles, John Murray, London.
MacClintock, P.
'1954: Pleistocene geology of the St. Lawrence Lowland; New York State Museum and Science Service, Report 10, 20 p.
1958: Glacial geology of the St. Lawrence Seaway and power projects; New York State Museum and Science Service, Report, 26 p.
MacClintock, P., and Stewart, D.P.
1965: Pleistocene geology of the St. Lawrence Lowland; New York State Museum and Science Service, Bulletin, no. 394, 152 p.
MacClintock, P.P. and Terasmae, J.
1960: Glacial history of Covey Hill; Journal of Geology, v. 68, p. 232-241.
MacPherson, J.B.
1967: Raised shorelines and drainage evolution in the Montréal Lowland; Cahiers de géographie de Québec, no. 23, p. 343-360.
McAndrews, J.H. and Boyko-Diakonow, M.
1989: Pollen analysis of varved sediment at Crawford Lake, Ontario: Evidence of Indian and European farming; in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
McDonald, B.C.
1966: Surficial geology, Richmond-Dudswell, Quebec; Geological Survey of Canada, Map 4-1966, scale 1:63 360.*
1967: Surficial geology, Sherbrooke-Orford-Memphrémagog, Quebec; Geological Survey of Canada, Map 5-1966, scale 1:63 360.*
1968: Deglaciation and differential post-glacial rebound in the Appalachian region of southeastern Quebec; Journal of Geology, v. 76, p. 664-677.
1971: Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in eastern Canada, in The Late Cenozoic Glacial Ages, K.K. Turekian (ed.); Yale University Press, p. 331-353.
McDonald, B.C. and Shilts, W.W.
1971: Quaternary stratigraphy and events in southeastern Quebec; Geological Society of America, Bulletin, v. 82, p. 683-698.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Mangerud, J. and Gulliksen, S.
1975: Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen and Arctic Canada; Quaternary Research, v. 5, p. 263-274.
Martineau, G. et Corbeil, P.
1983: Réinterprétation d'un segment de la moraine de Saint-Antonin, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 37, p. 217-221.
Martini, I.P.
1975: Sedimentology of a lacustrine barrier system at Wasaga Beach, Ontario, Canada; Sedimentary Geology, v. 14, p. 169-190.
1977: Gravelly flood deposits of Irvine Creek, Ontario, Canada; Sedimentology, v. 24, p. 603-622.
Matyas, E.L., White, O.L., and LeLievre, B.
1974: A study of shoreline erosion in western Lake Ontario; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 74-1B, p. 80-81.
Miller, B.B., Karrow, P.F., and Kalas, L.L.
1979: Late Quaternary mollusks from Glacial Lake Algonquin, Nipissing, and transitional sediments from southwestern Ontario, Canada; Quaternary Research, v. 11, p. 93-112.
Miller, B.B., Karrow, P.F., and Mackie, G.L.
1985: Late Quaternary molluscan faunal changes in the Huron basin; in Quaternary evolution of the Great Lakes, P.F. Karrow and P.E. Calkin (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 30, p. 95-107.
Mirynech, E.
1962: Pleistocene geology of the Trenton-Campbellford map area, Ontario; unpublished PhD thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario, 197 p.
Morgan, A.V.
1972: Late Wisconsinan ice-wedge polygons near Kitchener, Ontario, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 607-617.
1982: Distribution and probable age of relict permafrost features in southwestern Ontario; in Proceedings, 4th Canadian Permafrost Conference (The Roger J.E. Brown Memorial Volume), H.M. French (ed.); National Research Council, p. 91-100.
Morison, S.R.
1989: Placer deposits in Canada; in Chapter 11 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Mörner, N.-A. and Dreimanis, A.
1973: The Erie Interstade; Geological Society of America, Memoir 136, p. 107-134.
Mothersill, J.S. and Brown, H.
1982 Late Quaternary stratigraphic sequence of the Goderich basin: texture, mineralogy, and paleomagnetic record; Journal of Great Lakes Research, v. 8, p. 578-586.
Mott, R.J.
1968: A radiocarbon-dated marine algal bed of the Champlain Sea episode near Ottawa, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 319-323.
1977: Late Pleistocene and Holocene palynology in southeastern Québec; Geographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 139-149.
Mott, R.J. and Farley-Gill, L.D.
1978: A Late-Quaternary pollen profile from Woodstock, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1101-1111.
1981: Two late Quaternary pollen profiles from Gatineau Park, Quebec; Geological Survey of Canada, Paper 80-31, 10 p.
Muller, E.H. and Prest, V.K.
1985: Glacial lakes in the Ontario Basin; in Quaternary Evolution of the Great Lakes, P.F. Karrow and P.E. Calkin (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 30, p. 213-229.
Occhietti, S.
1976: Dépôts et faits quaternaires du Bas St-Maurice, Québec (2e partie); dans Report of Activities, Part C, Commission géologique du Canada, Étude 76-1C, p. 217-220.
1977a: Troisième colloque sur le Quaternaire du Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, 408 p.
1977b: Stratigraphie du Wisconsinien de la région de Trois-Rivières — Shawinigan, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 307-322.
1980: Le Quaternaire de la région de Trois-Rivières-Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques, Université du Québec à Trois-Rivières; Paléo-Québec, vol. 10, 227 p.
1982: Synthèse lithostratigraphique et paléoenvironnements du Quaternaire au Québec méridional. Hypothèse d'un centre d'englacement wisconsinien au Nouveau-Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 36 p. 15-49.

1983: The Laurentide Ice-Sheet: climatic and oceanic implications; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 44, p. 1-22.

Occhietti, S. et Hillaire-Marcel, C.
1982: Les paléoenvironnements de la Mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11 500 et 9 000 BP (résumé); 50e Congrès ACFAS, Montréal, colloque AQQUA: Milieux glacio-marins actuels et passés.

Occhietti, S., Clet, M., et Richard, P.
1987: Lithostratigraphie et biostratigraphie du Pleistocene de la vallée du Saint-Laurent; XII^e Congrès de l'INQUA, Ottawa 1987, Programme et Resumés, Le Conseil national de recherche du Canada, Ottawa, p. 234.

Occhietti, S., Gadd, N.R., LaSalle, P., et Tremblay, G.
1975: Infiltration latérale par des dépôts morainiques: particularité du glissement argileux de St-Alban (1894) (résumé); 43e Congrès ACFAS, Moncton.

Oliver, J., Johnson, T., and Dorman, J.
1970: Postglacial faulting and seismicity in New York and Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 579-590.

Osborne, F.F.
1950: Ventifacts at Mont Carmel, Quebec; Royal Society of Canada, Transactions, v. 44, Series III, sect IV, p. 41-49.

Pagé, P.
1977: Les dépôts meubles de la région de Saint-Jean-de-Matha — Sainte-Émélie-de-l'Énergie, Québec, cartographie, sédimentologie et stratigraphie; thèse de maitrise non publiée, Université du Québec à Montréal, 118 p.

Pair, D., Karrow, P.F., and Clark, P.U.
in press: History of the Champlain Sea in the central St-Lawrence Lowland, New York and its relationship to water levels in the Lake Ontario basin; in Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin, N.R. Gadd (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 35.

Parent, M.
1984a: Le Quaternaire de la région d'Asbestos-Valcourt: Aspects stratigraphiques; Stratigraphie Quaternaire des Appalaches du Québec méridional: La coupe-type de la rivière Ascot; Association Québécoise pour l'étude du Quaternaire, 5e Congrès, Sherbrooke, Livret-guide d'excursion, p. 2-25, p. 39-46.
1984b: Notes on the deglaciation of southeastern Québec: Discussion; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 395-397.
1987: Late Pleistocene stratigraphy and events in the Asbestos-Valcourt region, southeastern Quebec; unpublished PhD thesis, University of Western Ontario, London, Ontario, 320 p.

Parent, M., Dubois, J.M.M., Bail, P., Larocque, A., et Larocque, G.
1985: Paléogéographie du Québec méridional entre 12 500 et 8000 ans B.P.; Recherches amérindiennes au Québec, vol. 15, 26 p.

Parry, J.T. and Macpherson, J.C.
1964: The St. Faustin — St. Narcisse Moraine and the Champlain Sea; Revue de géographie de Montréal, v. 18, p. 235-248.

Pilny, J. and Morgan, A.V.
1987: Paleoentonology and paleoecology of a possible Sangamonian site near Innerkip, Ontario; Quaternary Research, v. 28, p. 157-174.

Pinch, J.J.
1979: Sedimentology and stratigraphy of Wisconsinan deposits in the McKittrick site and Beaver River gorge, Clarksburg, Ontario; unpublished MSc thesis, University of Western Ontario, London, 103 p.

Poplawski, S. and Karrow, P.F.
1981: Ostracodes and paleoenvironments of the late Quaternary Don and Scarborough Formations, Toronto, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1497-1505.

Potzger, J.E. and Courtemanche, A.
1956: A series of bogs across Quebec from the St. Lawrence Valley to James Bay; Canadian Journal of Botany, v. 34, p. 473-500.

Prest, V.K.
1970: Quaternary geology of Canada; Chapter XII in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report No. 1, 5th edition, p. 676-764.*
1977: General stratigraphic framework of the Quaternary in Eastern Canada; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 7-14.

Prest, V.K. and Hode Keyser, J.
1962: Géologie des dépôts meubles et sols de la région de Montréal-Québec; Cité de Montréal, Service des travaux publics, 35 p.
1977: Geology and engineering characteristics of surficial deposits, Montréal Island and vicinity, Québec; Geological Survey of Canada, Paper 75-27, 29 p., Maps 1426A, 1427A, scale 1:50 000.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Prévôt, J.M.
1972: Carte hydrogéologique des Basses Terres du Saint-Laurent; Ministère des Richesses naturelles du Québec, carte 1748, échelle 1:250 000.

Prichonnet, G.
1977: La déglaciation de la vallée du Saint-Laurent et l'invasion marine contemporaine; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31 p. 323-345.
1982a: Quelques données nouvelles sur les dépôts quaternaires du Wisconsinien et de l'Holocène dans le piedmont appalachien, Granby, Québec; dans Recherches en cours, Partie B, Commission géologique du Canada, Étude 82-1B, p. 225-238.
1982b: Résultats préliminaires sur la géologie quaternaire de la région de Cowansville, Québec; dans Recherches en cours, Partie B, Commission géologique du Canada, Étude 82-1B, p. 297-300.
1984a: Dépôts quaternaires de la région de Granby, Québec (31 H/7); Commission géologique du Canada, Étude 83-30, 8 p., Carte 4-1983, échelle 1:50 000.
1984b: Réévaluation des systèmes morainiques du sud du Québec (Wisconsinien supérieur); Commission géologique du Canada, Étude 83-29, 20 p.

Prichonnet, G., Cloutier, M., et Doiron, A.
1982a: Données récentes lithostratigraphiques. Nouveaux concepts sur la déglaciation Wisconsinienne, en bordure des Appalaches au sud du Québec; 50e Congrès, ACFAS, Montréal, Livret guide d'excursion, 51 p.

Prichonnet, G., Doiron, A., et Cloutier, M.
1982b: Le mode de retrait glaciaire tardiwisconsinien sur la bordure appalachienne au sud du Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 36, p. 125-137.

Quigley, R.M. and Dreimanis, A.
1972: Weathered interstadial green clay at Port Talbot, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 991-1000.

Rencz, A.N. and Shilts, W.W.
1980: Nickel in soils and vegetation of glaciated terrains; in Nickel in the Environment, J.D. Nriagu (ed.); John Wiley and Sons, New York, p. 151-188.

Richard, P.
1971: Two pollen diagrams from the Québec city area, Canada; Pollen et Spores, v. 13, p. 523-559.
1973: Histoire postglaciaire comparée de la végétation dans deux localités au nord du parc des Laurentides, Québec; Naturaliste Canadien, vol. 100, p. 577-590.
1975a: Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation dans la plaine du Saint-Laurent: Lotbinière et Princeville; Revue de géographie de Montréal, vol. 29, p. 95-107.
1977: Végétation tardiglaciaire au Québec méridional et implications paléoclimatiques; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 161-176.
1978a: Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation au mont Shefford, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 32, p. 80-93.

Richard, P. et Poulin, P.
1976: Un diagramme pollinique au Mont des Éboulements, région de Charlevoix, Québec; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 13, p. 145-156.

Richard, S.H.
1975b: Surficial geology mapping: Ottawa Valley Lowlands (Parts of 31 G,B and F); in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 75-1B, p. 113-117.
1978b: Age of Champlain Sea and «Lampsilis Lake» episode in the Ottawa-St. Lawrence Lowlands; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 78-1C, p. 23-28.
1980: Surficial geology: Papineau-Wakefield region, Québec; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 80-1C, p. 121-128.
1982: Géologie de surface, Vaudreuil, Québec-Ontario; Commission géologique du Canada, Carte 1488A, échelle 1:50 000.

Risi, J., Brunette, C.E., Spence, D., et Girard, H.
1953: Étude chimique des tourbes du Québec. II-Tourbière du lac-à-la-Tortue, comté de Laviolette; Ministère des mines du Québec, Rapport Préliminaire 281, 31 p.

Rodrigues, C.G.
1987: Late Pleistocene invertebrate macrofossils, microfossils and depositional environments of the western basin of the Champlain Sea; in Quaternary Geology of the Ottawa Region, Ontario and Quebec; R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 86-23.

Rodrigues, C.G. and Richard, S.H.
1983: Late glacial and postglacial macrofossils from the Ottawa-St. Lawrence Lowlands, Ontario and Quebec; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 371-379.

1985: Temporal distribution and significance of Late Pleistocene fossils in the western Champlain Sea basin, Ontario and Quebec; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 401-411.
1986: An ecostratigraphic study of late Pleistocene sediments of the western Champlain Sea basin, Ontario and Quebec; Geological Survey of Canada, Paper 85-22, 33 p.

Rondot, J.
1968: Nouvel impact météoritique fossile: la structure semi-circulaire de Charlevoix; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 5, p. 1305-1317.
1974: L'épisode glaciaire de Saint-Narcisse dans Charlevoix, Québec; Revue de géographie de Montréal, vol. 28 p. 375-388.

Roy, T.
1837: On the ancient state of the North American continent; Geological Society of London, Proceedings, v. 2, p. 537-538.

Russell, D.J., Graham, J., and White, O.L.
1982: Study of surface stress-release phenomena, southern Ontario; Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 106, p. 115-116.

Rust, B.R.
1977: Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: Diagnostic criteria for subaqueous outwash; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 175-184.
1978: Mass flow deposits in a Quaternary succession near Ottawa, Canada: diagnostic criteria for subaqueous outwash: Reply; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 329-330.

Sado, E.V., White, O.L., Barnett, P.J., and Sharpe, D.R.
1983: The glacial geology, stratigraphy, and geomorphology of the North Toronto area: a field excursion; Symposium, Correlation of Quaternary Chronologies, York University, Abstracts with Program and Field Guide, p. 505-517.

Sanford, J.T., Martini, I.P., and Mosher, R.E.
1972: Niagaran stratigraphy: Hamilton, Ontario; Michigan Basin Geological Society Annual Field Excursion, Guidebook, 89 p.

Saunderson, H.C.
1975: Sedimentology of the Brampton esker and its associated deposits: an empirical test of theory; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 23, p. 155-176.
1976: Paleocurrent analysis of large-scale cross-stratification in the Brampton esker, Ontario; Journal of Sedimentary Petrology, v. 46, p. 761-769.
1977a: Grain size characteristics of sands from the Brampton esker; Zeitschrift für Geomorphologie, v. 221, p. 44-56.
1977b: The sliding-bed facies in esker sands and gravels: a criterion for full-pipe (tunnel) flow?; Sedimentology, v. 24, p. 623-638.

Savoie, L. et Richard, P.
1979: Paléophytogéographie de l'épisode de Saint-Narcisse dans la région de Sainte-Agathe, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 33, p. 175-188.

Schneider, A.F.
1983: Lithologic and stratigraphic evidence for a late midWoodfordian proglacial lake in the Lake Michigan basin (abstract); Abstracts with Program, Geological Society of America, v. 15, p. 680.

Schroeder, J. et Beaupré, M.
1985: Impacts des cavités glaciotectoniques sur l'aménagement urbain de Montréal, Canada; Annales de la Société géologique de Belgique, T. 108, p. 69-75.

Schroeder, J., Beaupré, M., and Cloutier, M.
1986: Ice-push caves in platform limestones of the Montréal area; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1842-1850.

Schroeder, J., Roberge, J., Beaupré, M.E., Harington, C.R., Bélanger, Y., Boily, P., et Caron, D.
1980: Le Karst de la plate-forme de Boischâtel et le karst barré de la Rédemption, état des connaissances; Société Québécoise de spéléologie, Livret guide de l'excursion de l'Association Québécoise pour l'étude du Quaternaire, 110 p.

Scott, J.S.
1976: Geology of Canadian Tills; in Glacial Till, R.F. Leggett (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication no. 12, p. 50-66.

Sharpe, D.R.
1979: Quaternary geology of the Merrickville area, southern Ontario; Ontario Geological Survey, Report 180, 54 p.
1982: Allan Park kame-delta; in International Association of Sedimentologists Guidebook for Excursion 11A: p. 53-60.

Sharpe, D.R. and Barnett, P.J.
1985: Significance of sedimentological studies on the Wisconsinan stratigraphy of southern Ontario; Géographie physique et Quaternaire, v. 39, p. 255-273.

Shilts, W.W.
1970: Pleistocene geology of the Lac-Mégantic region, southeastern Quebec, Canada; unpublished PhD dissertation, Department of Geology, Syracuse University, Syracuse, 154 p.
1973: Glacial dispersal of rocks, minerals, and trace elements in Wisconsinan Till, southeastern Quebec, Canada; in the Wisconsinan Stage, Geological Society of America, Memoir 136, p. 189-219.
1976: Mineral exploration and till; in Glacial Till, R.F. Legget (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication no. 12, p. 205-224.
1978: Detailed sedimentological study of till sheets in a stratigraphic section, Samson River, Quebec; Geological Survey of Canada, Bulletin 285, 30 p.
1981: Surficial geology of the Lac-Mégantic area, Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 397, 102 p.

Sigleo, W.R. and Karrow, P.F.
1977: Pollen-bearing Erie Interstadial sediments from near St. Mary's, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1888-1896.

Sirkin, L.
1981: Wisconsinan glaciation of Long Island, New York, to Block Island, Rhode Island; in Late Wisconsinan Glaciation of New England, G.J. Larson and B.D. Stone (ed.); Kendall/Hunt, Dubuque, Iowa, p. 35-59.

Sly, P.G. and Lewis, C.F.M.
1972: The Great Lakes of Canada: Quaternary geology and limnology; 24th International Geological Congress, Montréal, Guidebook for Excursion A43, 92 p.

Spencer, J.W.
1890: Origin of the basins of the Great Lakes of America; American Geologist, v. 7, p. 86-97.
1907: The falls of Niagara, their evolution and varying relations to the Great Lakes, characteristics of the power and the effect of its diversion; Geological Survey of Canada, Report 970, 490 p.

Stalker, A. MacS.
1948: A study of erosion surfaces in the southern part of the Eastern Townships of Quebec; unpublished MSc thesis, Department of Geology, McGill University, Montréal, Quebec.

Stanley, G.M.
1936: Lower Algonquin beaches of Penetanguishene Peninsula; Geological Society of America, Bulletin, v. 47, p. 1933-1960.
1937: Lower Algonquin beaches of Cape Rich, Georgian Bay; Geological Society of America, Bulletin, v. 48, p. 1665-1686.

Stewart, D.P. and MacClintock, P.
1969: The surficial geology and Pleistocene history of Vermont; Vermont Geological Survey, Bulletin 31, 251 p.

Stuiver, M., Heusser, C.J., and Yang, I.C.
1978: North American glacial history extended to 75 000 years ago; Science, v. 200, no. 4337, p. 16-21.

Taylor, F.B.
1913: The moraine systems of southwestern Ontario; Canadian Institute Transactions, v. 10, p. 57-79.

Taylor, G.
1936: Topographic control in the Toronto region; Canadian Journal of Economic and Political Science, v. 2, p. 1-19.

Terasmae, J.
1958: Contributions to Canadian palynology, Part 2: non-glacial deposits in the St. Lawrence Lowlands, Quebec; Geological Survey of Canada, Bulletin 46, p. 13-28.
1960a: Contributions to Canadian palynology No. 2, Part I — A palynological study of post-glacial deposits in the St. Lawrence Lowlands, Part II — A palynological study of Pleistocene interglacial beds at Toronto, Ontario; Geological Survey of Canada, Bulletin 56, 40 p.
1960b: Géologie des dépôts meubles de la région de Cornwall, Ontario et Québec; Commission géologique du Canada, Étude 60-28, 4 p., carte 4-1960, échelle 1:63 360.
1965: Geological Survey palynological studies; Geological Survey of Canada, Paper 61-1, p. 158-159.
1968: A discussion of deglaciation and the boreal forest history in the northern Great Lakes region; Proceedings of the Entomological Society of Ontario, v. 99, p. 31-43.

Terasmae, J. and LaSalle, P.
1968: Notes on late-glacial palynology and geochronology at St-Hilaire, Québec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 249-257.

Terasmae, J., Karrow, P.F., and Dreimanis, A.
1972: Quaternary stratigraphy and geomorphology of the eastern Great Lakes region of southern Ontario; 24th International Geological Congress, Montréal, Guidebook, Excursion A42, 79 p.

Thomas, R.H.
1977: Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St. Lawrence Valley system; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 347-356.

Thomas, R.L., Kemp, A.L., and Lewis, C.F.M.
1973: The surficial sediments of Lake Huron; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 226-271.

Tippet, R.
1964: An investigation into the nature of the layering of deep-water sediments in two eastern Ontario lakes; Canadian Journal of Botany, v. 42, p. 1693-1709.

Veillette, J.J. and Nixon, F.M.
1984: Sequence of Quaternary sediments in the Bélanger sand pit, Pointe-Fortune, Québec-Ontario; Géographie physique et Quaternaire, v. 38, p. 59-68.

Vincent, J-S.
1989: Quaternary geology of the southeastern Canadian Shield; in Chapter 3 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Vreeken, W.J.
1981: Distribution and chronology of freshwater marls between Kingston and Belleville, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1228-1239.

Wagner, F.J.E.
1970: Faunas of the Pleistocene Champlain Sea; Geological Survey of Canada, Bulletin 181, 104 p.

Wall, R.E.
1968: A sub-bottom reflection survey in the central basin of Lake Erie; Geological Society of America, Bulletin, v. 79, p. 91-106.

Warner, B.G. and Barnett, P.J.
1986: Transport, sorting, and reworking of late Wisconsinan plant microfossils from Lake Erie, Canada; Boreas, v. 15, p. 323-329.

Warner, B.G., Morgan, A.V., and Karrow, P.F.
1988: A Wisconsinan interstadial Arctic flora and insect Fauna from Clarksburg, southwestern Ontario, Canada; Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology, v.

Watt, A.K.
1954: Correlation of the Pleistocene geology as seen in the subway, with that of the Toronto region, Canada; Geological Association of Canada, Proceedings, v. 6, part II, p. 68-81.

Westgate, J.A. and Dreimanis, A.
1967: The Pleistocene sequence at Zorra, southwestern Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 1127-1143.

White, O.L.
1975: Quaternary geology of the Bolton area, southern Ontario; Ontario Division of Mines, Geological Report 117, 118 p.

White, O.L. and Karrow, P.F.
1971: New evidence for Spencer's Laurentian River; Proceedings of the 14th Conference on Great Lakes Research, Ann Arbor, Michigan, p. 394-400.

White, O.L., Karrow, P.F., and Macdonald, J.R.
1974: Residual stress relief phenomena in southern Ontario; Proceedings of the 9th Canadian Rock Mechanics Symposium, Mines Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, p. 323-348.

Williams, N.E. and Morgan, A.V.
1977: Fossil caddisflies (Insecta: Trichoptera) from the Don Formation, Toronto, Ontario, and their use in paleoecology; Canadian Journal of Zoology, v. 55, p. 519-527.

Williams, N.E., Westgate, J.A., Williams, D.D., Morgan, A., and Morgan, A.V.
1981: Invertebrate fossils (Insecta: Trichoptera, Diptera, Coleoptera) from the Pleistocene Scarborough Formation at Toronto, Ontario, and their paleoenvironmental significance; Quaternary Research, v. 16, p. 146-166.

Wilson, A.E.
1964: Geology of the Ottawa-St. Lawrence Lowland, Ontario and Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 241, 66 p., Map 852A scale 1:253 440, Maps 414A, 413A scale 1:63 360.

Wold, R.J. and Hinze, W.J. (ed.)
1982: Geology and tectonics of the Lake Superior basin; Geological Society of America, Memoir 156, 280 p.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Adresse des auteurs

P.F. Karrow
Department of Earth Sciences
University of Waterloo
Waterloo, Ontario
H2L 3G1

S. Occhietti
Département de géographie
Université du Québec à Montréal
C.P. 8888, Montréal (Québec)
H3C 3P8

Imprimé au Canada

Chapitre 5

LE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DES APPALACHES ATLANTIQUES DU CANADA

Sommaire

Introduction

Géologie des formations en surface et histoire du Quaternaire

Corrélations régionales

Mouvements isostatiques de la croûte et variations du niveau marin relatif

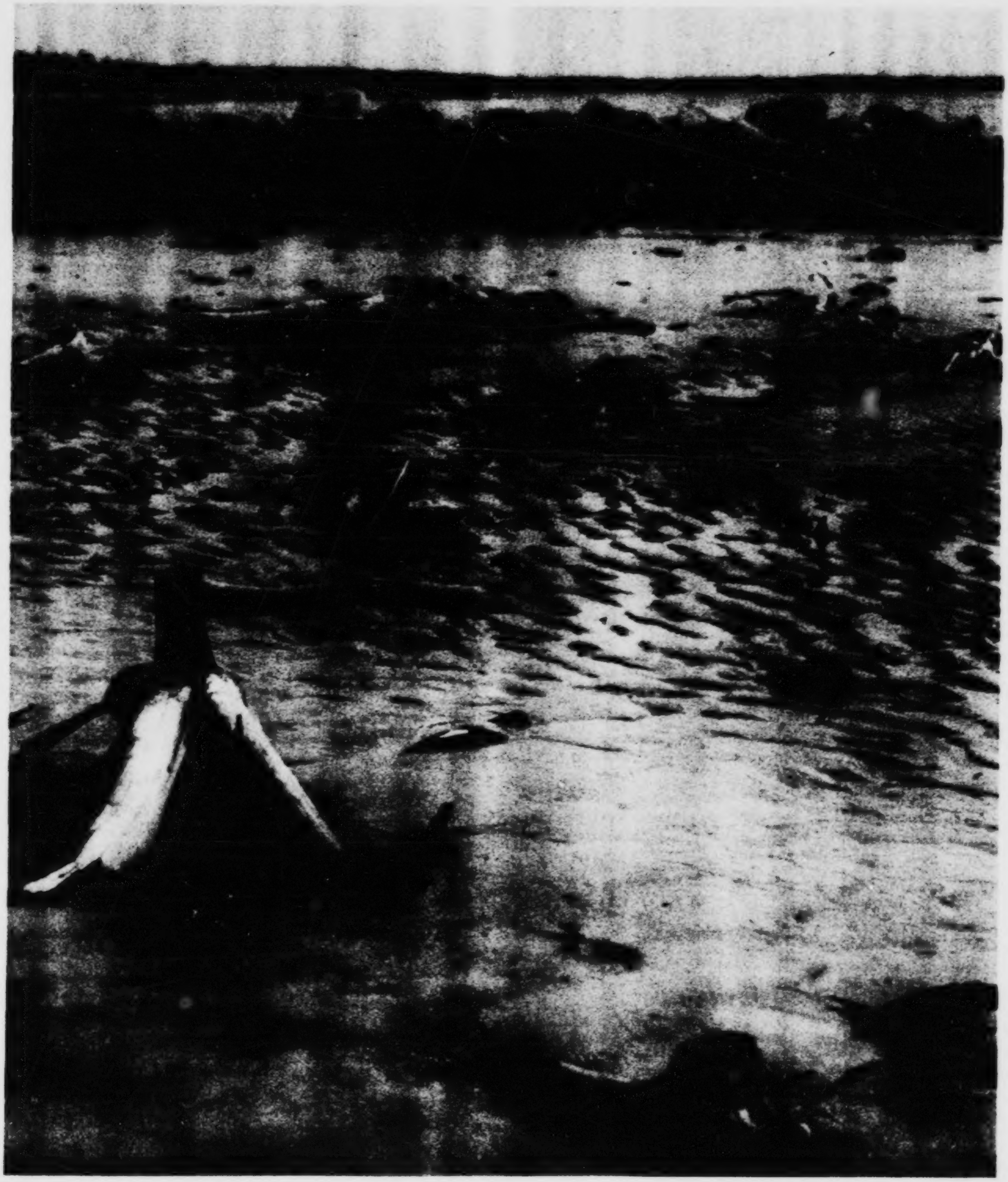
Changements climatiques postglaciaires

Processus actuels

Considérations économiques

Remerciements

Bibliographie



Souches partiellement recouvertes de sable marin, Louis, en Nouvelle-Écosse. Une forêt occupait ce site lorsque le niveau marin était plus bas. De récents mouvements crustaux entraînent actuellement l'élévation du niveau marin et l'invasion du site par la mer. Photo de D.R. Grant. 200183-H.

Chapitre 5

LE QUATERNAIRE DE LA RÉGION DES APPALACHES ATLANTIQUES DU CANADA

Douglas R. Grant

SOMMAIRE

Nos connaissances sur la géologie et la stratigraphie du Quaternaire ont évolué irrégulièrement, à peu près au rythme de la cartographie systématique. À la naissance de la théorie glaciaire, il y a un siècle, et au début de l'exploration géologique, l'un des principaux objectifs des travaux de terrain était de déterminer la direction et la séquence des mouvements glaciaires. Entrepris surtout pour des motifs économiques, en particulier pour la recherche de l'or à l'aide des déplacements d'erratiques, ces travaux ont permis malgré tout une reconstitution de la configuration générale de l'écoulement glaciaire, mettant ainsi en évidence l'existence de centres locaux de dispersion glaciaire. L'étude des paléorivages soulevés venait appuyer la thèse de la présence, à Terre-Neuve et dans les provinces Maritimes, de deux domaines glaciaires indépendants de part et d'autre du golfe du Saint-Laurent qui demeurait en grande partie non englacé et que les glaces laurentidiennes n'envahissaient que rarement.

Par la suite, et pendant plusieurs décennies, alors même que les travaux régionaux sur le terrain étaient en perte de vitesse, il s'est ancré une opinion selon laquelle le dernier événement glaciaire régional était l'avancée vers le sud, d'un inlandsis homogène, comme dans le cas du centre du continent; dans cette hypothèse, les configurations radiales observées ne représentaient que de brefs et tardifs changements des directions d'écoulement par suite du développement local d'une baie de vêlage qui s'était introduite dans l'inlandsis. Les études stratigraphiques plus élaborées et les levés systématiques repris depuis une quinzaine d'années prouvent la justesse du concept original, selon lequel la glaciation wisconsinienne, malgré une phase intermédiaire au cours de laquelle un inlandsis régional a pu se développer, a débuté et s'est terminée par un complexe de calottes glaciaires locales en coalescence, dont certaines ont occasionnellement occupé la plate-forme continentale émergente. La plupart des formes et dépôts en Gaspésie, dans les provinces Maritimes et à Terre-Neuve seraient le produit de ce système radial. Un mouvement unidirectionnel plus simple a caractérisé la région nord du golfe du Saint-Laurent, où l'avancée des glaces laurentidiennes a été le dernier événement, et la plate- forme continentale, où étaient situées les marges externes des grands complexes glaciaires adjacents.

Récemment, l'étude des tendances spatiales de l'altitude des paléorivages soulevés a fourni des arguments convaincants en faveur des reconstitutions glaciologiques du dernier maximum glaciaire. Les simulations numériques par ordinateur mettent en évidence l'existence de deux centres de dispersion (calottes satellites) adjacents à l'Inlandsis laurentidien. Les vestiges géomorphologiques d'anciennes avancées majeures sont présents sur les hauts sommets de Terre-Neuve, dont certains n'ont jamais été englacés, comme c'est peut-être aussi le cas de certains sommets de l'île du Cap-Breton. L'inclinaison des limites glaciaires vers la mer vient appuyer la thèse selon laquelle Terre-Neuve n'aurait été occupée que par ses propres calottes glaciaires et qu'en général, les glaces laurentidiennes ne s'y rendaient pas. Il y aurait donc eu deux grandes glaciations anciennes et elles dateraient possiblement des étages 6 et 12 de la stratigraphie isotopique marine. Les sédiments océaniques suggèrent d'ailleurs que ces périodes ont été des périodes d'érosion maximale sur les continents.

La faible altitude des limites glaciaires pourrait restreindre l'extension estimée des avancées glaciaires sur la plate-forme continentale, où les dépôts n'indiquent pas de façon concluante la présence de glaciers. Cependant, comme le montrent les études effectuées en Antarctique, une meilleure connaissance du style glaciologique des principales masses glaciaires marines apporte des éléments nouveaux au modèle glaciodynamique. Le plus important est la constatation que des glaciers à base froide existaient dans la région à certains moments et à certains endroits. L'existence de glaces basales protectrices, gelées et immobiles, est la seule explication possible à la juxtaposition d'affleurements rabotés par les glaciers, de tills fuselés et de régolites anciens sur les hautes terres du Cap-Breton, de Cobequid, du Nouveau-Brunswick et de la Gaspésie. Seul le cisaillement plastique d'un lit gelé a pu déformer et plisser les sédiments et le substratum rocheux dans le sud-ouest de la Nouvelle-Écosse et aux îles de la Madeleine. Au maximum glaciaire, des courants glaciaires débouchant sur des baies de vêlage traversaient probablement la région et ont pu déposer les traînées de till et d'erratiques observées en Nouvelle-Écosse. Sur la plate-forme continentale, l'inlandsis formait probablement des plates-formes glaciaires au-dessus des bassins où il ne pouvait prendre appui; ces plates-formes glaciaires pouvaient dans certains cas raccorder des masses glaciaires ancrées sur les bancs externes où se trouvaient des centres secondaires de dispersion, probablement semi-indépendants, ou des dômes glaciaires. Ce

Grant, D.R.
1989: Le Quaternaire de la région des Appalaches atlantiques du Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 5, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

complexe de glaciers ancrés a déposé, sur les hauts fonds et autour, un till formant des moraines de limite d'ancrage interdigitées avec les sédiments glaciomarins concomitants. Une moraine sous-marine ne peut donc plus être interprétée systématiquement comme marquant la position d'une ancienne marge glaciaire. Pour délimiter l'extension glaciaire, il faut préalablement définir les conditions glaciodynamiques. Ainsi, les glaces appalachiennes terrestres, qui comportaient des courants glaciaires transitoires et des zones à base gelée, étaient ceinturées par une composante marine caractérisée par des plates-formes glaciaires, des dômes secondaires et des baies de vêlage. La succession générale des changements d'un régime à l'autre est assez bien connue, de même que les grands traits de l'évolution glaciaire qui ont marqué en milieu terrestre et marin la croissance et la décroissance du complexe glaciaire wisconsinien; toutefois, la chronologie de ces événements demeure imprécise et les séquences marines et terrestres sont parfois contradictoires.

Le cadre stratigraphique du Pléistocène moyen et supérieur est fondé sur des séquences partielles, éparses et fragmentaires. Une corrélation provisoire des unités lithostratigraphiques raccorde des successions reconstituées dans des régions très éloignées les unes des autres. Sommairement, elle associe les principaux éléments de la lithostratigraphie à des événements climatiques inférés et aux variations de la température à la surface de la mer, fondées sur la composition isotopique de l'oxygène. La concordance apparente du nombre et de la chronologie des événements appuie l'hypothèse selon laquelle le cycle astronomique d'insolation de 23 ka, qui est un facteur déterminant des températures océaniques, a également contrôlé le régime des calottes glaciaires maritimes. Les trois dernières glaciations majeures du cycle d'insolation de 100 ka correspondent aux étages 12, 6 et 4/3/2 de la stratigraphie isotopique. Le Stade wisconsinien comporte trois avancées glaciaires dont la dernière, qui a culminé vers 15 ka, était manifestement la moins importante. Entre 11 et 10 ka, un refroidissement très marqué a interrompu le dernier retrait glaciaire général, le réchauffement climatique et la succession forestière, provoquant une réavancée des masses glaciaires résiduelles, une récurrence de la toundra et une reprise des processus de versants de sorte que certains dépôts organiques ont été enfouis. Ce refroidissement, lié à un déplacement vers le sud du front polaire océanique, renforce l'opinion selon laquelle le climat régional des Appalaches est plus sensible aux conditions océanographiques maritimes qu'à la dynamique atmosphérique continentale.

La stratigraphie quaternaire des Appalaches canadiennes est donc caractérisée par un changement climatique général qui a produit cinq cycles majeurs de fluctuations glaciaires, et par des variations concomitantes du niveau marin, lesquelles se poursuivent jusqu'à un ultime équilibre isostatique et géoïdal. D'autres mouvements et déformations de la croûte sont causés par des réajustements à plus grande profondeur. L'histoire géologique récente met en perspective les conditions actuelles et peut servir d'appui aux prévisions.

Dans les années à venir, la recherche portera un intérêt particulier aux mécanismes et processus des changements globaux, tant naturels qu'anthropiques, et à leurs répercussions sur l'environnement et le développement. Ces changements globaux et leur expression locale dans une région maritime pourront être compris dans la mesure où l'on aura une meilleure connaissance des changements récents et où l'on pourra en tirer un cadre conceptuel pour évaluer les perturbations anthropiques modernes. Pour établir ces liens de causalité, il faudra entreprendre des études stratigraphiques multidisciplinaires, balisées par un contrôle chronologique adéquat.

La meilleure façon de prévoir les effets futurs des changements actuels ou anticipés consiste à établir une reconstitution bien documentée de l'évolution du Quaternaire récent, avec le concours de modèles numériques.

INTRODUCTION

Dans ce chapitre, le sud-est du Canada est divisé en six régions géographiques: l'île de Terre-Neuve, les trois provinces Maritimes (Nouvelle-Écosse, Île-du-Prince-Édouard, Nouveau-Brunswick), la Gaspésie et le golfe du Saint-Laurent (y compris les îles de la Madeleine, l'île d'Anticosti et la Côte-Nord) (fig. 5-1). Il a été jugé bon de les considérer séparément, parce qu'elles sont isolées les unes des autres et qu'elles ont été étudiées indépendamment les unes des autres. Bien que les résultats montrent un certain nombre de traits communs, les corrélations restent incertaines. Les régions du golfe du Maine et de la plate-forme continentale sont décrites dans un autre volume (Piper et al., 1989). Les données provenant des zones sous-marines seront mentionnées brièvement, mais seulement lorsqu'elles seront pertinentes en ce qui a trait au Quaternaire des régions terrestres. La reconstitution paléogéographique et l'interprétation des événements régionaux, comme les glaciations et les variations du niveau marin, résumées par Grant (1987a), sont données pour l'ensemble de la région.

À titre de synthèse thématique, ce commentaire descriptif comporte une analyse des dépôts et des formes qui sont actuellement attribuées au Quaternaire, sous l'angle de l'évolution géologique et géomorphologique régionale. Il procède d'une description sommaire de la géologie préquaternaire dans la mesure où la distribution des unités lithologiques du substratum a influé sur la lithologie et la texture des dépôts quaternaires et, par son effet sur la physiographie, a affecté l'étendue et la vigueur des processus quaternaires en général. La physiographie est considérée ici en terme de développement géomorphologique, ce qui permettra de montrer comment une interprétation de l'origine et de l'âge des paysages et des formes de relief révèle l'histoire complexe du gauchissement de la croûte et de la superposition stratigraphique, dont le Quaternaire constitue la phase la plus récente.

Géologie du substratum rocheux et tectonique

La distribution des ensembles lithologiques et les unités structurales ont diverses incidences sur les interprétations du Quaternaire, qu'il s'agisse d'expliquer la composition et l'origine des dépôts, la juxtaposition de régimes glaciaires dominés par l'érosion et de ceux dominés par la sédimentation, le contrôle structural des paysages ou les répercussions de la néotectonique sur l'isostasie. La description sommaire qui suit est basée sur les sommaires de Poole et de Williams (1979). Le lecteur trouvera dans Keen et Williams (1989) la synthèse la plus récente de la géologie marine, et dans Williams (sous presse) la synthèse la plus récente de la partie continentale de la région.

Cette région comprend quatre grandes divisions tectonostratigraphiques: un craton, une plate-forme, une zone

orogénique et un prisme sédimentaire de terrasse continentale (fig. 5-2). La Côte-Nord du golfe du Saint-Laurent fait partie de la province de Grenville du Bouclier canadien, laquelle comprend des plutons granitiques et des gneiss précambriens ainsi que des zones métasédimentaires et volcaniques plissées. La Plate-forme du Saint-Laurent forme, en bordure du bouclier, sur le socle cristallin, une lisière de roches sédimentaires épicratoniques subhorizontales datant du Paléozoïque inférieur. Lorsque l'océan proto-Atlantique s'est refermé et que les plaques nord- américaine et africaine sont entrées en collision, le plissement intense des anciennes terrasses continentales a conduit à la formation d'une chaîne de montagnes, l'orogène des Appalaches. Celle-ci est surtout constituée de séquences sédimentaires et volcaniques du Paléozoïque inférieur, très déformées et recoupées par des intrusions granitiques dévoniennes et carbonifères. À l'intérieur du terrain sédimentaire, les vestiges du charriage d'une croûte cristalline plus ancienne forment des massifs surélevés. Les hautes terres et hauts plateaux actuels représentent les restes érodés de l'orogène. Au Carbonifère, la distension et la subsidence taphrogénique ont créé des grabens étroits en Nouvelle-Écosse et à Terre- Neuve, et formé un bassin profond sous le golfe du Saint-Laurent, qui s'est ensuite comblé principalement de sédiments détritiques et d'évaporites. À la fin du Permien et localement au début du Trias, l'érosion avait déjà aplani jusqu'à des altitudes relativement basses la surface de la région.

Au Trias, avant la naissance de l'actuel bassin de l'Atlantique, un nouvel épisode de distension a créé l'épigéosynclinal de Fundy, lequel comporte des bassins étroits dans le sud de Terre-Neuve, le centre de la Nouvelle-Écosse et la baie de Fundy. Un ample mouvement de subsidence a entraîné l'affaissement de la discordance du socle paléozoïque sous le golfe du Maine; la dépression ainsi créée forme aujourd'hui un rentrant profond entre les segments côtiers alignés de la Nouvelle-Écosse et du Massachusetts. Des sédiments clastiques rouges et des épanchements volcaniques ont ensuite comblé les dépressions. La séparation des plaques, antérieure au Jurassique inférieur, a été suivie de la croissance de la terrasse continentale actuelle, qui forme un prisme sédimentaire sur la marge passive de la plaque américaine. Avec le rajeunissement des réseaux hydrographiques, les zones de roches tendres ont maintenu leur tendance à former des basses terres, tandis que l'arrière-pays est devenu surélevé et disséqué. Les débris ainsi produits ont été transportés sur la marge continentale durant le Mésozoïque et le Cénozoïque.

La présence de plusieurs surfaces d'érosion tardives sur le continent ainsi que les changements de faciès et les discordances observés dans la série cénozoïque de la plateforme continentale suggèrent que le Cénozoïque a été marqué par des épisodes de soulèvement et des fluctuations du niveau de base. La séquence sédimentaire de plate-forme continentale témoigne de plusieurs grandes fluctuations du niveau marin relatif, à partir desquelles il peut être déduit que le continent était périodiquement soulevé et disséqué (Jansa et Wade, 1975). Les sédiments de la plateforme se sont accumulés à mesure que la marge continentale s'abaissait et s'inclinait, et cette sédimentation était périodiquement interrompue par des épisodes d'aplanissement et de dissection. La séquence sédimentaire terrestre ne rend aucunement compte des conditions au Tertiaire et au début du Quaternaire, ce qui laisse supposer que la région se trouvait alors en période d'érosion et de soulèvement isostatique. Lors de cet épisode d'érosion, plusieurs surfaces d'aplanissement se sont formées; leur corrélation est cependant hypothétique et il en sera plus amplement question dans la section sur l'évolution géomorphologique.

Deux incursions marines majeures dans les basses terres fluviales ont succédé à l'abaissement du niveau marin et à l'incision des vallées qui avaient marqué le Tertiaire inférieur. Une troisième grande submersion de la marge continentale a produit la configuration actuelle des régions terrestres et marines. Les indices d'un gauchissement de la croûte et de variations du niveau marin au cours du Quaternaire sont présentés plus loin dans le texte.

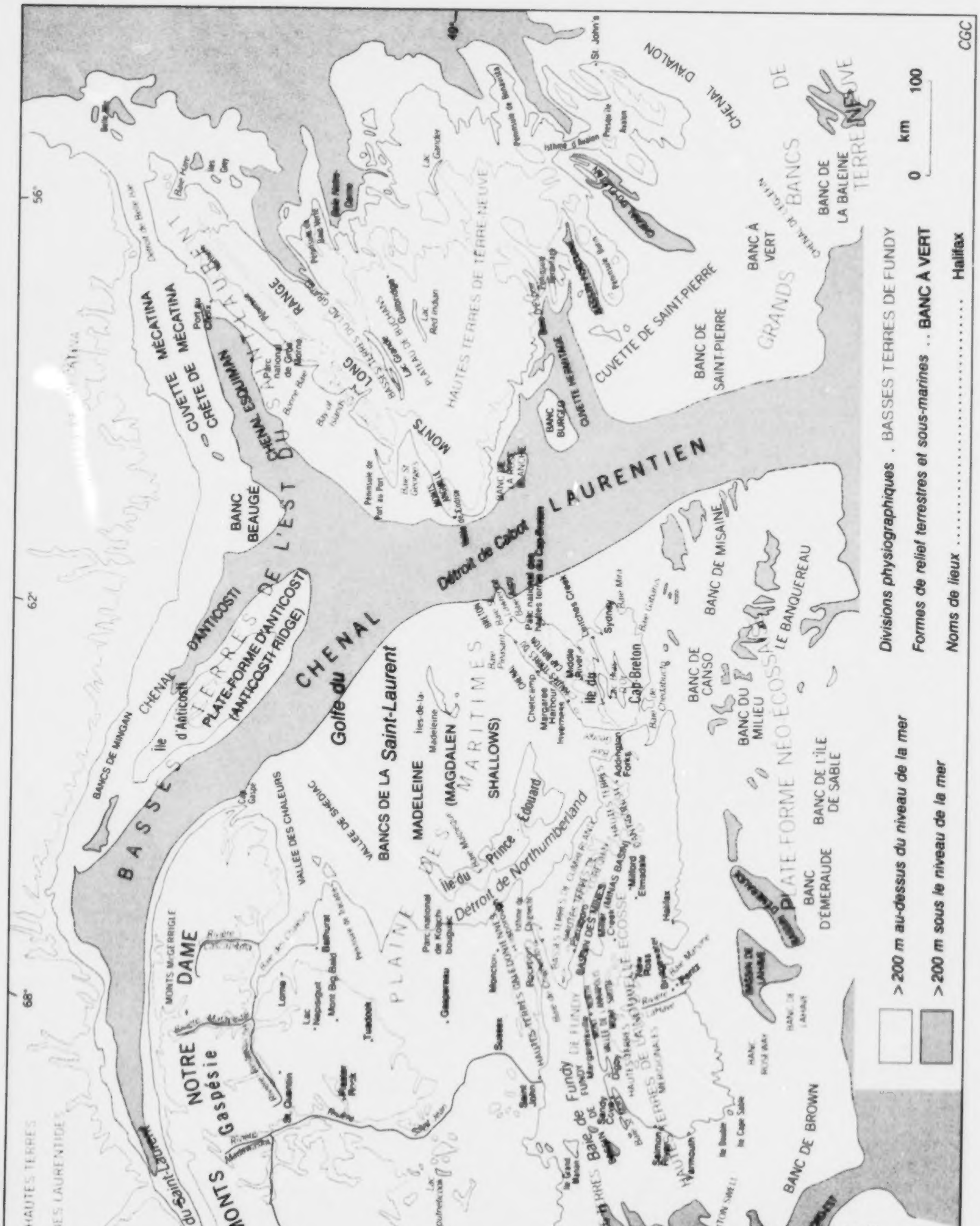
Physiographie et évolution géomorphologique

Par l'étude de la distribution et de la nature des paysages, il est possible de reconnaître les éléments topographiques actuels qui sont antérieurs au Quaternaire et de mesurer l'importance des processus quaternaires. La disposition des éléments du relief a déterminé dans une large mesure la nature et l'emplacement des principaux processus de la glaciation, de la transgression marine et de l'altération. Ainsi dans le cas où plusieurs glaciations successives sont d'ampleur comparable, la limite de la zone englacée deviendra progressivement plus basse, puisque chaque épisode d'érosion glaciaire élargit et creuse davantage les vallées qui canalisent les glaces en provenance des hautes terres. Par conséquent, la partie englacée des hautes terres diminue d'une fois à l'autre, même si le volume des glaces demeure le même. En outre, plus le creusement glaciaire local est considérable, plus il y a possibilité d'un relèvement isostatique différentiel des surfaces de référence préquaternaires que sont les paléoplaines et les pénéplaines.

Carte hypsométrique et divisions physiographiques

Il n'existe aucune synthèse ou interprétation régionale systématique de l'évolution géomorphologique, bien que Bostock (1964) et Sanford et Grant (1976) aient proposé des unités physiographiques. Néanmoins, en réunissant plusieurs interprétations de régions moins grandes mais qui semblent présenter des éléments corrélables, il est possible d'obtenir une vue d'ensemble susceptible de nous éclairer sur l'évolution géomorphologique et tectonique au Cénozoïque. Une simple carte hypsométrique divisée en quatre tranches d'altitudes au-dessus et au-dessous du niveau de la mer permet d'illustrer la diversité de la topographie (fig. 5-1). Utilisée de pair avec la carte géologique sommaire (fig. 5-2), elle montre que la région est caractérisée par des hauts plateaux constitués de roches dures, de dimensions et d'altitude variables, qui s'élèvent plus ou moins abruptement au-dessus des basses terres composées de roches tendres. Une grande partie des basses terres se prolonge au large des côtes, où elles forment des bancs peu profonds recoupés par de nombreux bassins et de longs chenaux sous-marins. On verra plus loin les divers niveaux produits par les processus de soulèvement et de dissection dont l'action s'est poursuivie depuis le Précambrien. Quelques-uns des mouvements diastrophiques amorcés au Tertiaire pourraient s'être poursuivis au Quaternaire, tandis que d'autres déformations sont peut-être d'origine néotectonique.

Les divisions physiographiques tiennent en majeure partie aux différences majeures du cadre tectonostratigra-


>200 m au-dessus du niveau de la mer
>200 m sous le niveau de la mer
Divisions physiographiques . BASSES TERRES DE FUNDY
Formes de relief terrestres et sous-marines ... BANC À VERT
Noms de lieux .... Halifax
0 km 100
CGC
HAUTES TERRES DES LAURENTIDES
Estuaire du Saint-Laurent
MONTS NOTRE - DAME
Gaspésie
BASSES TERRES DE L'EST DU SAINT-LAURENT
BANCS DE MINGAN
CHENAL D'ANTICOSTI
Île d'Anticosti
PLATE-FORME D'ANTICOSTI (ANTICOSTI RIDGE)
CHENAL LAURENTIEN
Golfe du Saint-Laurent
BANC BEAUGÉ
CHENAL ESQUIMAN
CRÊTE DE MÉCATINA
CUVETTE MÉCATINA
MONTS LONG RANGE
HAUTES TERRES DE TERRE-NEUVE
BANC BURGEO
CUVETTE HERMITAGE
CUVETTE DE SAINT-PIERRE
BANC DE SAINT-PIERRE
BANC À VERT
GRANDS BANCS DE TERRE-NEUVE
BANC DE LA BALEINE
CHENAL D'AVALON
St. John's
Détroit de Cabot
PLAINE DES MARITIMES
BANCS DE LA MADELEINE (MAGDALEN SHALLOWS)
VALLÉE DES CHALEURS
VALLÉE DE SHEDIAC
Île-du-Prince-Édouard
Détroit de Northumberland
Île du Cap-Breton
Sydney
BANC DE MISAINE
BANQUEREAU
BANC DE CANSO
BANC DU MILIEU
BANC DE L'ÎLE DE SABLE
PLATE-FORME NÉO-ÉCOSSAISE
BANC D'ÉMERAUDE
Halifax
Baie de Fundy
Saint John
Moncton
Golfe du Maine
BANC DE BROWN
BANC DE GEORGES
49°
45°
68°
62°
56°

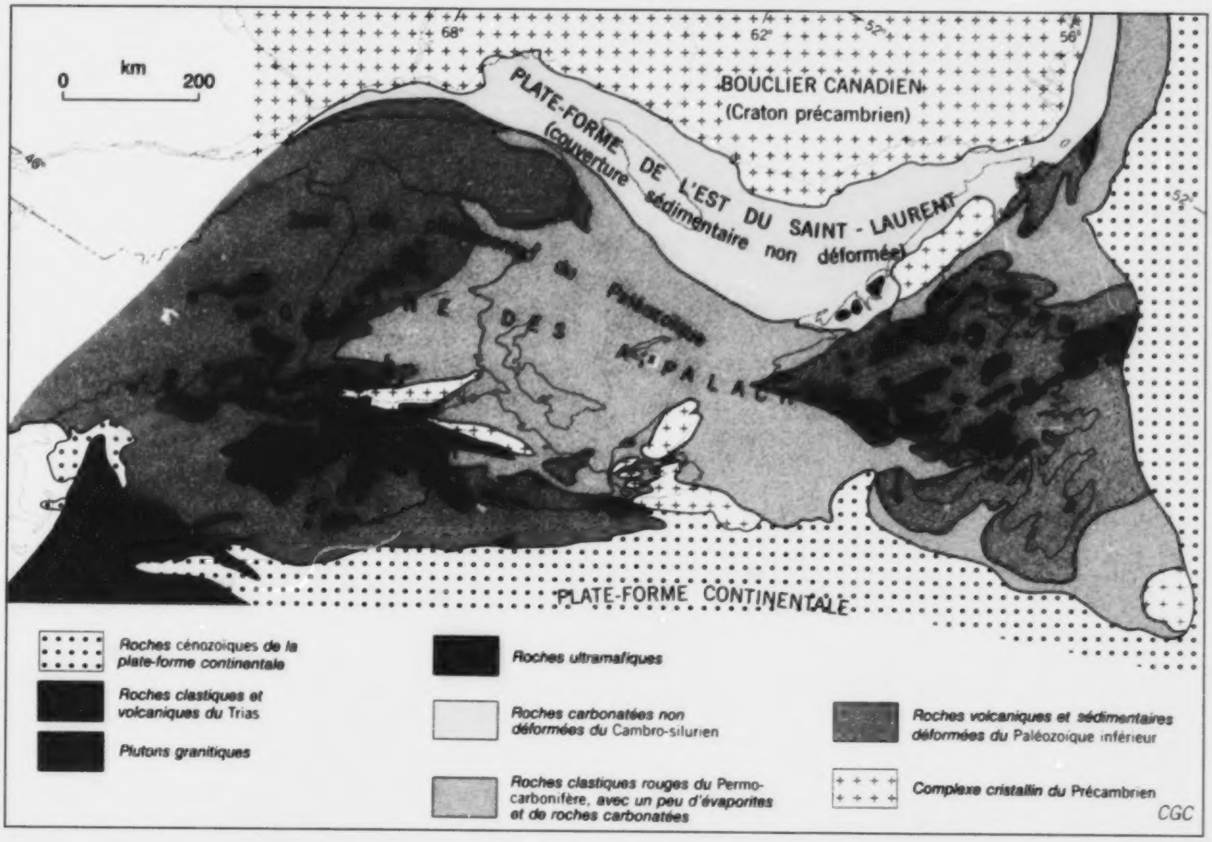


Figure 5-2. Géologie généralisée (d'après Sanford et al., 1979).

phique. L'érosion différentielle et le soulèvement ont accentué les contrastes structuraux et lithologiques, et les glaciations du Quaternaire y ont surimposé leur empreinte superficielle. Six divisions physiographiques majeures sont reconnues (Sanford, sous presse). Au nord, le bouclier précambrien comprend la région laurentienne, qui englobe les hautes terres laurentiennes et le plateau de Mécatina; ce sont de vastes étendues ondulées où les réseaux fluviaux se dirigent vers le sud et sont encaissés jusqu'à des profondeur de 200 à 500 m sous le niveau général. Le décapage glaciaire y a accentué le dégagement des éléments structuraux mineurs. Les basses terres orientales du Saint-Laurent, qui jouxtent le bouclier au centre de la région, se sont formées sur une plate-forme structurale composée de roches carbonatées, de shales et de grès d'âge paléozoïque

←

Figure 5-1. Carte générale de la région étudiée, montrant les zones continentales d'altitude supérieure à 200 m (en rouge) et les zones sous-marines de profondeur supérieure à 200 m (en gris), les divisions physiographiques et les formes du relief terrestre et sous-marin (d'après Sanford et Grant, 1976), ainsi que les noms de lieux mentionnés dans le texte.

inférieur. Le terrain est bas et généralement plat, reflétant la quasi-absence de déformation des strates sous-jacentes. Cependant, ce sont les traits généraux de la lithologie qui ont déterminé la position des principaux éléments topographiques formés par l'érosion fluviale et glaciaire. Par exemple, les crêtes sous-marines Anticosti, Mingan et Dorset sont formées de couches dures de grès et de roches carbonatées; le banc Beaugé forme un replat structural de roches carbonatées recouvrant une crête du socle. Par contre, les diverses vallées et dépressions sous-marines se sont formées sur des zones de shales plus tendres. Même à petite échelle, les réseaux locaux de plis et de fractures ont été mis en relief par la dissolution et par le décapage glaciaire sélectif.

Les basses terres passent vers le sud à la plaine des Maritimes, surface légèrement ondulée dont l'altitude décroît de 200 m à 100 m vers l'est au Nouveau-Brunswick et sous les bancs de la Madeleine (Magdalen Shallows), où elle est tronquée par le chenal Laurentien. La plaine des Maritimes est constituée de roches clastiques paléozoïques légèrement déformées, dont les axes des plis se manifestent vaguement par les baies et promontoires majeurs. Le détroit de Northumberland est situé dans une zone de roches plus tendres, tandis que l'Île-du-Prince-Édouard est une cuesta formée de roches clastiques dures d'âge permien. Les îles de la Madeleine s'élèvent au-dessus de la

plaine, en partie à cause du diapirisme et en partie à cause de la présence de necks volcaniques relativement durs.

Les basses terres submergées se prolongent loin au large, où elles constituent l'actuelle plate-forme continentale. Celle-ci comprend les Grands Bancs de Terre-Neuve et la plate-forme Néo-Écossaise, y compris la baie de Fundy. C'est une mosaïque de plateaux et de mésas à surface plutôt uniforme séparés par des chenaux et des bassins hérités en partie d'épisodes pré-quaternaires de dissection fluviale et modifiés localement par l'action glaciaire. Piper et al. (1989) présentent cette région en détail; d'autres éléments d'interprétation sont donnés plus loin dans la section traitant des surfaces d'aplanissement et de l'intensité de l'érosion quaternaire.

Les basses terres submergées bordent localement les régions côtières de Terre-Neuve, des provinces Maritimes et de la Gaspésie, mais, le plus souvent, la frange côtière est un complexe de hautes terres ondulées et de hauts plateaux (fig. 5-1). Les hautes terres de la Nouvelle-Écosse, de Terre-Neuve et du Nouveau-Brunswick, ainsi que les monts Notre-Dame, représentent des vestiges de l'érosion de roches plus anciennes et plus résistantes de l'orogène des Appalaches. Par endroits, le modelé reflète l'orientation dominante des plis vers le nord-est, mais le réseau hydrographique est généralement conséquent sur les surfaces d'aplanissement inclinées dont les recoupements déterminent des facettes en périphérie des terrains plus élevés. Dans les zones de roches à nu, le décapage glaciaire a creusé des linéaments le long des failles et des diaclases, créant une surface côtelée sur des terrains schisteux. Enfin, les plateaux aux versants abrupts des hautes terres de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve sont les restes tronqués de nappes de charriage formées de complexes cristallins grenvilliens. Le relief local varie de quelques dizaines à plusieurs centaines de mètres, selon l'intensité de la dissection qui a suivi le soulèvement. L'aspect de la surface varie considérablement, allant des zones de roches à nu où le décapage glaciaire souligne les linéaments le long des fractures, jusqu'aux couvertures ondulées de till et de matériaux résiduels. Le relief et la physiographie sont donc étroitement liés à la lithologie et à la structure, la différentiation topographique étant le résultat des épisodes de soulèvement, de dissection et d'aplanissement. Il sera question, plus loin, de l'intensité de la modification du paysage au Quaternaire.

Surfaces d'érosion

La carte hypsométrique de la figure 5-1 montre les principaux éléments physiographiques positifs et négatifs. Un examen plus attentif du relief sur les cartes topographiques détaillées et sur le terrain révèle l'existence de deux groupes de surfaces d'érosion distinctes, d'extension régionale, qui constituent des éléments topographiques majeurs. Le premier groupe de surfaces est une série de trois ou quatre pénéplaines dont l'existence a été reconnue dans toute la partie continentale de la région. Elles tronquent ou biseautent des surfaces plus anciennes qui disparaissent sous les couvertures sédimentaires de divers âges. Ces surfaces anciennes sont des discordances ou des pénéplaines exhumées; Ambrose (1964) les avaient appelées « paléoplaines ». La figure 5-3 montre ces pénéplaines et paléoplaines soulevées et partiellement submergées, ainsi que d'autres formes de relief de moindre ampleur. Voyons maintenant la distribution, l'âge et l'origine de ces paléoplaines et pénéplaines.

Paléoplaines inclinées (pénéplaines exhumées)

La paléoplaine la plus ancienne forme la Côte-Nord du golfe du Saint-Laurent. Accusant une pente de 5 m/km, elle forme une facette sur le flanc méridional des plateaux de Hamilton et de Mécatina du Bouclier canadien; elle représente la discordance sub-cambrienne essentiellement intacte. Certaines parties de cette surface, à pente plus raide et tectoniquement basculées, sont en voie d'exhumation sur le flanc occidental des monts Long Range septentrionaux à Terre-Neuve. La similitude des niveaux et le caractère glaciaire des portions enfouies et exhumées a fait conclure à plusieurs auteurs que beaucoup d'éléments du paysage glaciaire actuel ne datent pas du Quaternaire, mais qu'ils sont plutôt hérités d'une glaciation du Précambrien supérieur (par ex., Lawson, 1890; Ambrose, 1964; White, 1972; Sugden, 1976; Swett, 1981).

Des discordances plus localisées, dégagées par l'érosion, forment des facettes le long des côtes du nord de la baie des Chaleurs, de la péninsule Burin, du sud-ouest de Terre-Neuve et de l'ouest de la Nouvelle-Écosse; elles recoupent ou passent sous les roches carbonifères et triasiques. Malgré la présence de falaises littorales récentes taillées dans les roches tendres du Carbonifère et du Trias, il est clair que les paléoplaines terrestres se prolongent en mer sous les couvertures sédimentaires bassinales (par ex., King et MacLean, 1976, carte 812H).

La pénéplaine de Fall Zone, qui tronque le socle précrétacé sur la côte atlantique des États-Unis, de la Georgie au Massachusetts (Flint, 1963), est probablement l'exemple le mieux connu d'une discordance exhumée. Elle pourrait être représentée dans les Maritimes par la rampe faiblement inclinée qui longe la côte externe de la Nouvelle-Écosse (la surface sub-crétacée de la fig. 5-3). Toutefois, il paraît étonnant que cette surface, dont la pente est de 5 m/km sur le continent, puisse se prolonger au large des côtes par la discordance sub-jurassique dont la pente est de 40 m/km (McIver, 1972); c'est pourquoi une corrélation avec la discordance du Crétacé inférieur, reconnue par King et al. (1974) dans le prisme sédimentaire de la plate-forme continentale, serait plus vraisemblable. Dans l'est de la Nouvelle-Écosse, la paléoplaine est déjetée par la faille de Chedabucto et s'est manifestement abaissée d'au moins 200 m là où elle se prolonge le long de la côte de l'île du Cap-Breton. Ces déplacements pourraient dater de l'épisode de déformation qui a affecté la faille de Chedabucto au Crétacé supérieur et au Tertiaire inférieur (King et MacLean, 1970), ce qui expliquerait également la présence de roches crétacées faillées et effondrées dans des vallées situées sous le niveau de la paléoplaine en Nouvelle-Écosse (Davies et al., 1984).

Une autre paléoplaine crétacée (?) pourrait être à l'origine de deux banquettes côtières qui s'étalent en bordure des baies Bonavista et Notre-Dame, à Terre-Neuve. Plusieurs des grandes vallées de ces régions sont considérées comme étant héritées, ce qui soulève des questions au sujet de l'ampleur du remodelage glaciaire au Quaternaire.

Pénéplaines soulevées

Trois grandes pénéplaines reliques recoupent en biseau les pénéplaines exhumées plus anciennes et sont caractérisées

par une inclinaison beaucoup plus faible (2 m/km) en direction de la mer (fig. 5-4). La plus haute et la plus ancienne se limite à quelques surfaces résiduelles sur des terrains surélevés et formés de roches cristallines résistantes; les deux autres se sont développées essentiellement sur les terrains sédimentaires plus tendres qui sont interposés aux terrains cristallins. Des bancs, des bassins et des chenaux sous-marins pourraient en être des équivalents submergés ou encore représenter des niveaux d'érosion plus récents.

Ces anciennes surfaces d'érosion étagées sont reconnues par plusieurs auteurs dans toutes les parties des Appalaches et, à ce titre, servent de point de départ à l'élaboration d'une synthèse régionale. Il n'y a pas d'unanimité quant au nombre exact de surfaces distinctes, mais la plupart des auteurs distinguent trois pénéplaines régionales. La figure 5-3 montre l'extension des deux plus élevées. Leurs âges exacts ne sont pas connus, car elles ne sont recouvertes que de sédiments quaternaires, mais elles sont généralement attribuées au Tertiaire et au Crétacé. De nouvelles données, obtenues récemment dans le cadre de l'étude de la séquence marine mésozoïque-cénozoïque, permettent de distinguer plusieurs discordances représentant des cycles d'érosion régionaux. Toutefois, les liens entre ces discordances et les pénéplaines sur le continent restent minces.

Dans les provinces Maritimes, Daly (1901), Goldthwait (1913, 1924), Alcock (1935), Bird (1972), Brookes (1972) et Roland (1982) ont reconnu deux et, localement, trois niveaux majeurs dont l'altitude s'élève vers le nord-ouest, de la côte atlantique jusqu'en Gaspésie, où Coleman (1922), Alcock (1926), McGerrigle (1959) et Gray et al.

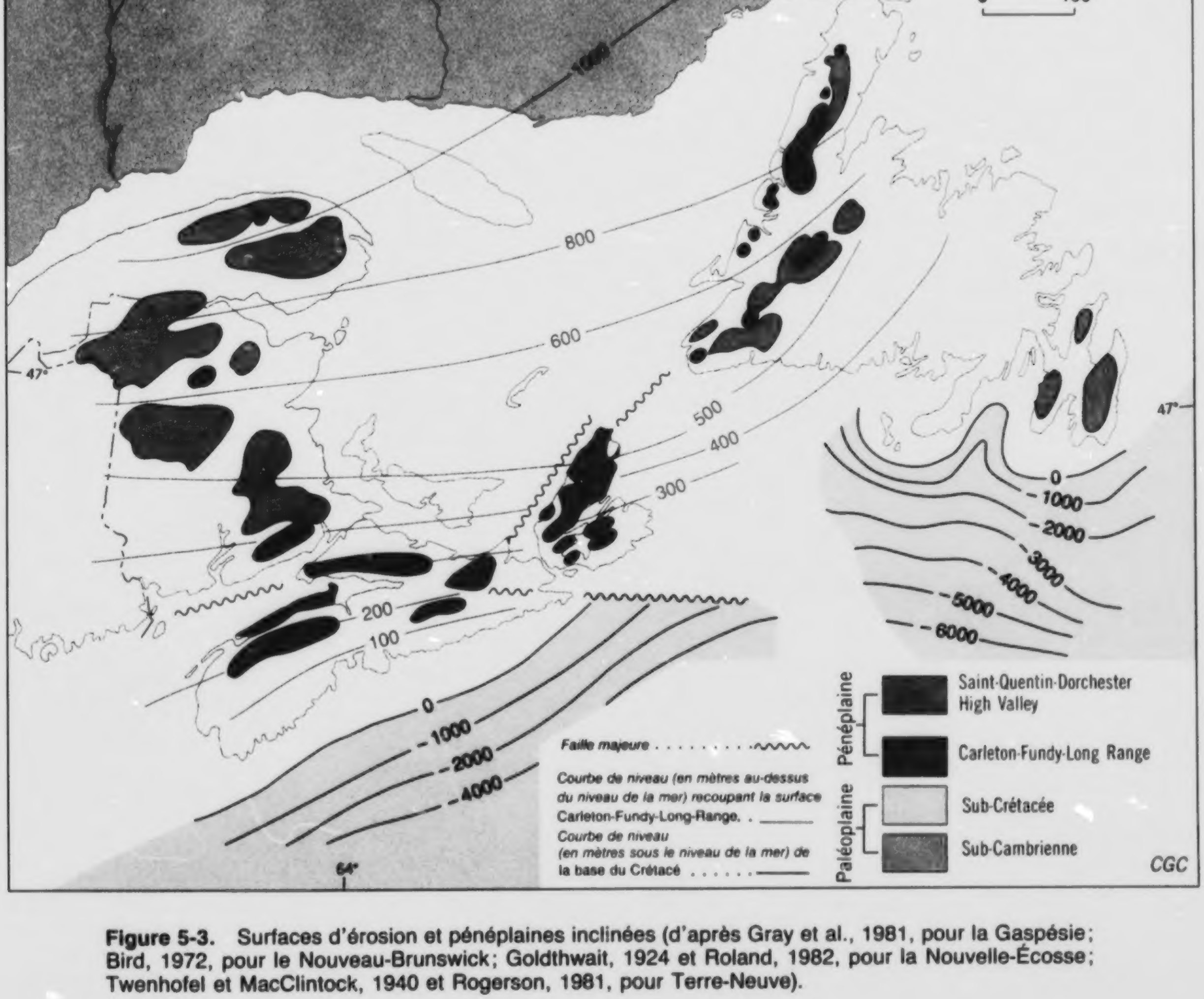


Figure 5-3. Surfaces d'érosion et pénéplaines inclinées (d'après Gray et al., 1981, pour la Gaspésie; Bird, 1972, pour le Nouveau-Brunswick; Goldthwait, 1924 et Roland, 1982, pour la Nouvelle-Écosse; Twenhofel et MacClintock, 1940 et Rogerson, 1981, pour Terre-Neuve).

(1981) ont décrit une série apparemment corrélative. Ces surfaces, dont certaines ont été nommées, sont représentées schématiquement à la figure 5-4a. Twenhofel et MacClintock (1940) ont reconnu à Terre-Neuve trois niveaux similaires qui s'élèvent aussi vers le nord-ouest (fig. 5-4b). En outre, Brookes (1964) a signalé l'existence de gradins intermédiaires subordonnés sur les flancs des hautes terres. L'espacement, l'altitude et la pente des trois principales surfaces sont conformes à celles des Maritimes, et c'est pourquoi les deux séries sont provisoirement considérées comme contemporaines l'une de l'autre. Certains indices suggèrent vaguement que les niveaux corrélatifs sont disjoints, gauchis ou infléchis de part et d'autre de discontinuités structurales majeures comme la faille de Chedabucto-Cobequid, dans certaines divisions tectonostratigraphiques comme le graben triasique et même dans des dépressions sous-marines comme le chenal Laurentien. Si tel est le cas, l'épisode d'aplanissement aurait peut-être été suivi de déformations, comme le suggère Bird (1972, p. 429). Seules une description détaillée et une corrélation de ces surfaces permettront de déterminer s'il y a eu des dislocations au Cénozoïque et si des rajustements isostatiques ont été causés par cette érosion profonde.

Il est important de dater les surfaces d'aplanissement plus récentes, d'abord pour évaluer l'intensité de l'érosion quaternaire, ensuite parce qu'elles reflètent des phases de soulèvement et de subsidence qui pourraient s'être poursuivies au Quaternaire. Un âge possible peut être inféré de la géologie marine. Mathews (1975), en comparant le volume de sédiments sous-marins au relief de 2 km de la pénéplaine la plus élevée et la plus ancienne, a situé le début du soulèvement au milieu du Tertiaire (Miocène?) ou après. King et al. (1974) ont dans une certaine mesure confirmé cet âge et reconnu dans le prisme sédimentaire de la plate-forme continentale trois discordances majeures qui correspondent chacune à une phase de dissection et dont la plus récente daterait du Pliocène(?). Bien qu'aucune des pénéplaines n'ait encore été raccordée directement à une des discordances de la plate-forme continentale, ces discordances suggèrent que les dépressions du golfe du Saint-Laurent et du golfe du Maine sont des basses terres fluviales qui ont été enfouies à deux reprises sous une couverture de sédiments crétacés et tertiaires, puis exhumées. Les bancs externes de la plate-forme continentale semblent donc être des cuestas et des mésas formées au moment où la couverture de roches tendres du

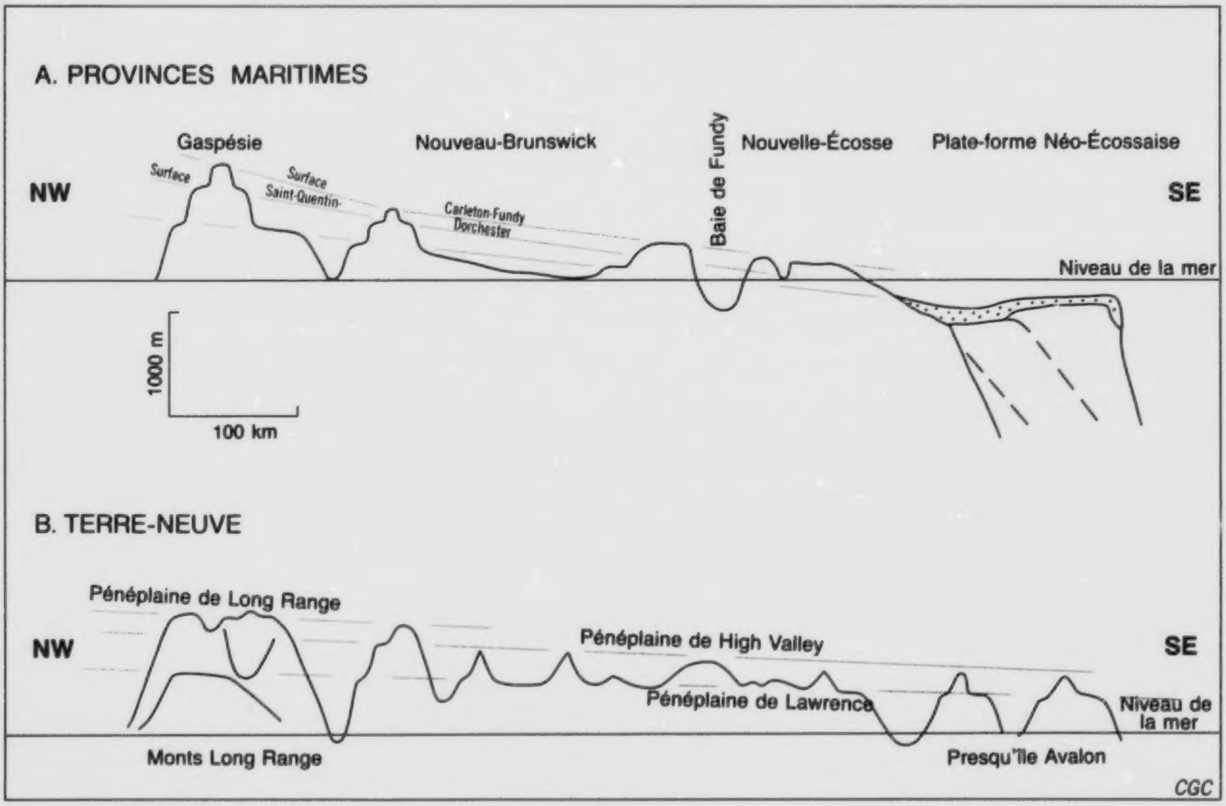


Figure 5-4. Profils schématiques des paléoplaines et des pénéplaines.
a) Gaspésie et provinces Maritimes (d'après Goldthwait, 1924; Bird, 1972; King et al., 1974; Gray et al., 1981; Roland, 1982).
b) Île de Terre-Neuve (d'après Twenhofel et MacClintock, 1940; Rogerson, 1982).

Mésozoïque-Cénozoïque était érodée jusqu'au socle. Les chenaux et les cols entre les bancs sont les vestiges de réseaux hydrographiques qui ont fonctionné à diverses époques où le niveau de base était abaissé, d'abord jusqu'à 700 m à l'Éocène supérieur, puis jusqu'à environ 300 m sous le niveau marin actuel (King et Maclean, 1970).

Modification du paysage au Quaternaire

L'ampleur du remodelage des paysages tertiaires et prétertiaires par l'érosion, la sédimentation ou les changements de niveau et d'altitude au Quaternaire varie de nulle à très forte (fig. 5-5). Certaines parties des paléoplaines exhumées, par exemple celles des régions adjacentes au détroit de Belle Isle, sont essentiellement intactes. À en juger par l'horizontalité des zones sommitales et l'absence presque totale de formes glaciaires, la plupart des vestiges des pénéplaines tertiaires soulevées semblent avoir préservé leur aspect préglaciaire (fig. 5-6a). Des lambeaux de régolite et de saprolite profondément altérés (par ex., Wang et al., 1981; McKeague et al., 1983) confirment que l'érosion et la sédimentation glaciaires ont été négligeables; il s'agit d'ailleurs d'un point sur lequel nous reviendrons lorsqu'il sera question de l'histoire glaciaire et des limites des glaciations. D'autres zones, par contre, ont été considérablement érodées par l'action glaciaire, à en juger par la distribution et la profondeur des bassins glaciaires. Les témoignages les plus éloquents sont les auges glaciaires qui découpent les plateaux de la partie nord de l'île du Cap-Breton et de la Gaspésie, ainsi que les fjords spectaculaires qui découpent les côtes sud et ouest de Terre-Neuve (fig. 5-6b), comme celui de la baie des Îles (Bay of Islands) dont la profondeur atteint 300 m, ou celui de la baie d'Espoir qui, avec ses 762 m, est le fjord le plus profond de l'est de l'Amérique du Nord. Une comparaison avec les vallées en V adjacentes entaillées dans les marges des hauts plateaux montre que les auges glaciaires sont le résultat du surcreusement glaciaire d'anciennes vallées fluviales. De façon plus générale, les aires de roches tendres sont normalement des régions d'accumulation glaciaire, tandis que la plupart des aires de roches dures sont dénudées et criblées de bassins lacustres larges de quelques kilomètres et profonds de quelques dizaines de mètres. Le lac Bras d'Or (profondeur de 282 m), en Nouvelle-Écosse, et les trois lacs de la ceinture de serpentine, Grand, Red Indian et Gander (profondeur de 300 m), à Terre-Neuve, sont des bassins glaciaires de taille exceptionnelle. En mer, les bassins glaciaires sont nombreux et plus larges, et leurs seuils ont un relief de 100 à 150 m. Cette différence morphologique tient vraisemblablement au fait que les bassins sous-marins ont été creusés dans des roches semi-consolidées. Le relief des seuils (généralement supérieur à 100 m) représente manifestement la profondeur minimale de l'érosion glaciaire sous d'hypothétiques niveaux de base fluviaux au Tertiaire. Le remodelage des paysages préglaciaires par les glaciers varie donc de nul à plus de 100 m, et il est très localisé. Tout compte fait, l'érosion glaciaire a été généralement faible dans une grande partie de la région. L'ampleur des modifications quaternaires et la distribution des bassins glaciaires, sur terre et en mer, donnent un aperçu de l'extension moyenne et de la vigueur des glaciers du Quaternaire dans la région, et peuvent être comparées aux limites glaciaires déduites de la stratigraphie.

Travaux antérieurs

Les études de la géologie quaternaire dans la région s'échelonnent sur plus d'un siècle et, dans l'ensemble, elles traduisent assez bien l'évolution des concepts relatifs à l'histoire du Quaternaire. Même si, dans une large mesure, ces travaux ont été menés indépendamment et qu'ils diffèrent par les méthodes employées, par leurs échelles et par leurs objectifs, ils s'inscrivent dans une même évolution conceptuelle. Une foule de cartes et de rapports thématiques, locaux et régionaux sont maintenant disponibles, de sorte qu'il existe une base assez uniforme pour l'interprétation de l'histoire du Quaternaire et les reconstitutions paléogéographiques (la carte 1704A donne la couverture des cartes de la géologie des formations en surface, et la figure 5-7b indique les sites d'où proviennent des données plus spécifiques). Les événements quaternaires ont été circonscrits dans des cadres généraux, bien que les corrélations demeurent fragiles et les âges hypothétiques. Certains aspects du Quaternaire régional restent controversés, des opinions diamétralement opposées continuent de co-exister et les corrélations entre les événements terrestres et marins sont encore incertaines. Néanmoins, les diverses interprétations du cadre général de l'histoire quaternaire se rapprochent de plus en plus.

Terre-Neuve

Tucker (1976), Grant (1977b) et Rogerson (1982) ont fait le point sur les événements quaternaires et l'histoire des études du Quaternaire. Brookes (1982) a retracé les diverses étapes de l'évolution des concepts, en relation avec les interprétations dominantes. Il distingue trois grandes phases (« précognitive », « diluviale » et « glaciaire »), qui associent l'évolution des connaissances à une meilleure accessibilité des régions, à la systématisation des levés scientifiques, à l'importation de concepts pertinents, au développement de la géochronologie et à la modélisation glaciologique. À bien des égards, ce cheminement des concepts vaut pour l'ensemble de la région des Appalaches atlantiques.

L'étude de l'histoire glaciaire de Terre-Neuve a débuté il y a un siècle avec la publication de rapports par Kerr (1870), Milne (1874, 1876) et Murray (1883), qui les premiers ont découvert des indices d'une action glaciaire, à peu près en même temps que les premiers énoncés de la théorie glaciaire en Amérique du Nord. Murray (1883) a été le premier à avancer l'hypothèse d'une glaciation sur l'ensemble de l'île; il a mis en évidence la présence de glaces locales et de glaces externes, en se basant sur les stries, les séquences de dépôts et les paléorivages. Par la suite, les discussions se sont tournées sur le rôle relatif des glaces du Labrador et des glaciers locaux, sur l'extension horizontale et verticale des inlandsis et sur le nombre et l'âge des diverses avancées glaciaires. De ces controverses, plusieurs subsistent encore, surtout à cause d'une connaissance incomplète des dépôts en surface, du nombre restreint de coupes et d'études stratigraphiques, des interprétations divergentes de l'altération différentielle des terrains glaciaires, de la rareté de âges radiométriques et de l'ambivalence des gauchissements isostatiques dont peut être déduite la configuration des glaces.

Voici, en résumé, les noms des principaux chercheurs et les conclusions auxquelles ils sont parvenus. De Geer (1892), Daly (1902, 1921) et Fairchild (1918) se sont servis

de cartes d'isobases illustrant le gauchissement vers le haut des rivages postglaciaires afin de juger de l'importance relative d'une hypothétique calotte glaciaire autonome à Terre-Neuve, par rapport à l'influence régionale de l'Inlandsis laurentidien. Des indices révélant l'existence de plus d'une glaciation et selon lesquels la dernière avancée glaciaire serait associée à des centres de dispersion locaux et aurait épargné les parties externes les plus élevées de l'île ont été présentés par Coleman (1926) et illustrés par Antevs (1929). Cette thèse d'un englacement incomplet s'appuyait sur quelques affleurements de till altéré sous-jacent à du till frais (Van Alstine, 1948) et sur l'existence de terrains glaciaires érodés, ou l'absence de formes glaciaires, sur certains hauts sommets de l'ouest et dans les péninsules éloignées de l'est (Coleman, 1926). Fernald (1925) et Lindroth (1963) ont avancé des arguments biologiques à l'appui de l'existence de nunataks. Flint (1940) et MacClintock et Twenhofel (1940), rejetant la thèse d'une calotte glaciaire autonome, ont au contraire soutenu que seules les glaces laurentidiennes ont envahi Terre-Neuve. Certains auteurs qui s'intéressent à la glaciation régionale continuent à professer cette opinion (par ex., Mayewski et al., 1981), et ce, malgré le poids que la cartographie systématique a donné aux observations originales (Grant, 1977a; Brookes, 1977a).

La cartographie systématique a permis en effet de délimiter au moins quatre avancées glaciaires successives, dont les deux plus récentes datent du Wisconsinien supérieur et les plus anciennes sont probablement antérieures au dernier interglaciaire (Grant, 1977a; Brookes, 1977b;

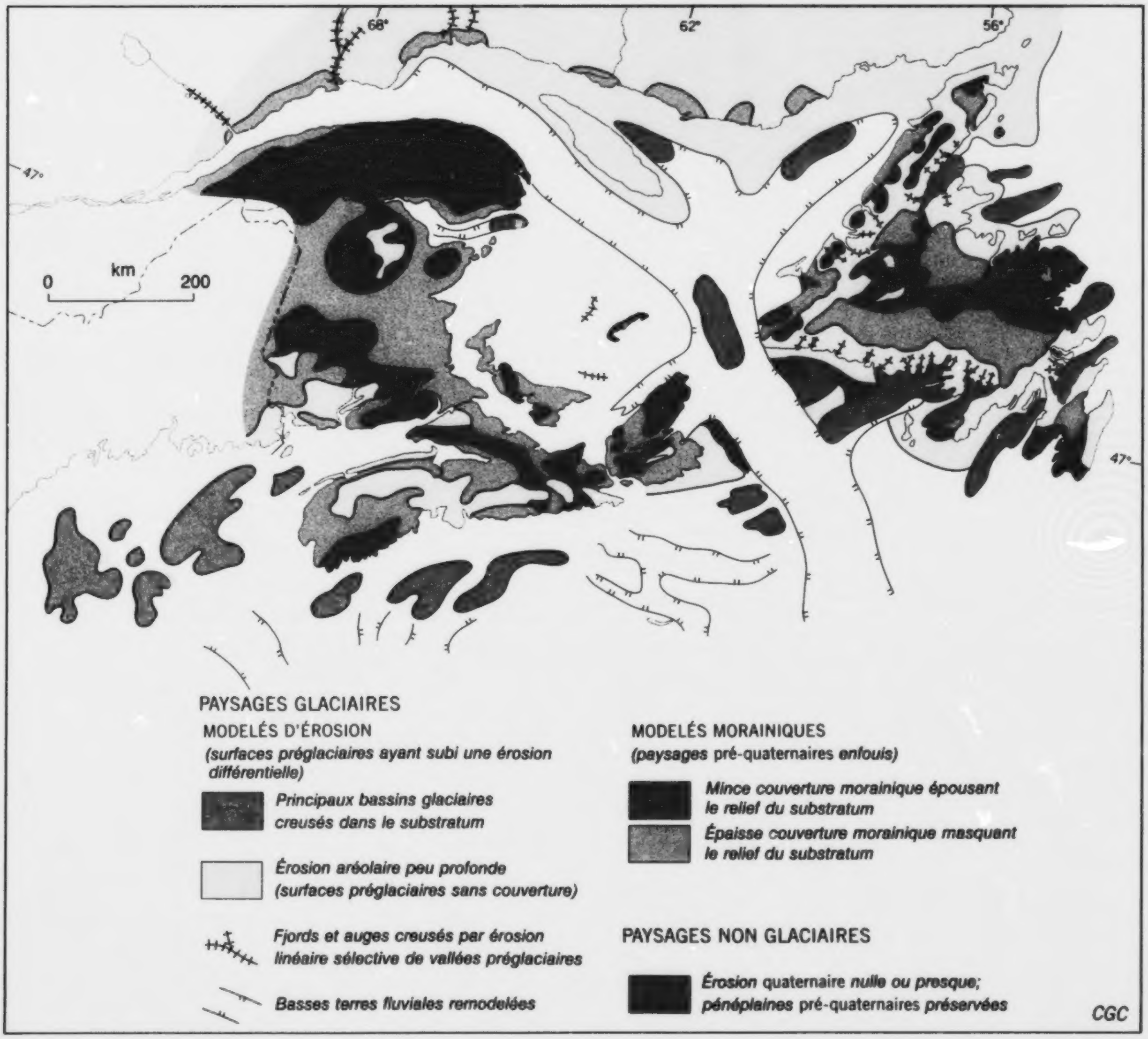


Figure 5-5. Intensité de la modification des paysages pré-quaternaires sous l'action glaciaire.

Tucker et McCann, 1980; Rogerson, 1982). Summers (1949), Widmer (1950), Murray (1955), Jenness (1960), Lundqvist (1965), Grant (1969a, 1974b), Brookes (1970, 1977b), Henderson (1972), Grant et Tucker (1976) et Leckie (1979) ont présenté des données à l'appui de l'hypothèse d'une calotte glaciaire terre-neuvienne autonome, composée de plusieurs centres de dispersion distincts. De plus, ces données permettent de retracer l'histoire des interactions entre les centres de dispersion. La rareté des bonnes coupes complique l'étude des successions stratigraphiques de dépôts provenant de divers centres de dispersion concurrents et coalescents; néanmoins, l'étude détaillée de deux zones, celles des basses terres du lac Red Indian et celle du lac Deer (Sparkes, 1981, 1983; Vanderveer et Sparkes (1982) et la péninsule Burin (Tucker, 1979; Tucker et McCann, 1980), corrobore la séquence et l'extension des mouvements glaciaires qui peuvent être déduites des recoupements de stries et des contrastes d'altération. Les indices d'une incursion des glaces laurentidiennes semblent restreints à la partie la plus au nord de l'île (Grant, sous presse). En résumé, les quaternaristes actuels s'entendent sur le fait qu'il a existé sur Terre-Neuve plusieurs centres de dispersion locaux et que l'île a connu au moins quatre avancées glaciaires dont les limites ont été successivement moins hautes et moins étendues.

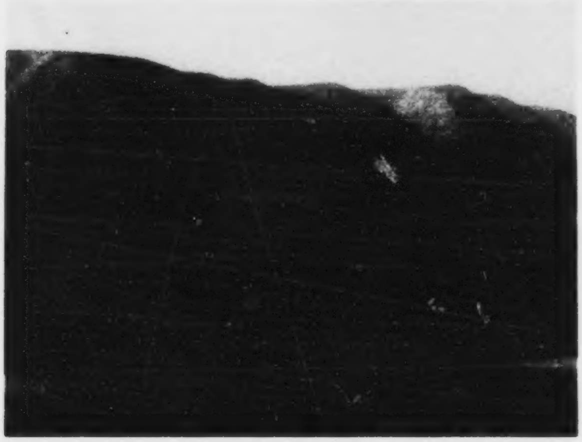


Figure 5-6a. Paysages contrastants de la vallée d'Aspy, dans le nord de l'île du Cap-Breton. La pénéplaine sommitale du Tertiaire, à gauche, n'a été que légèrement englacée par des calottes allochtones; elle s'élève à 450 m d'altitude sur des roches cristallines précambriennes recoupées par la faille d'Aspy. À droite, des basses terres fluviales du Tertiaire supérieur taillées dans des mudstones et gypses carbonifères sont surmontées de tills épais, laissés par des glaces locales. Une réactivation récente de la faille d'Aspy a soulevé de 14 m les basses terres longeant la faille. 203673-X

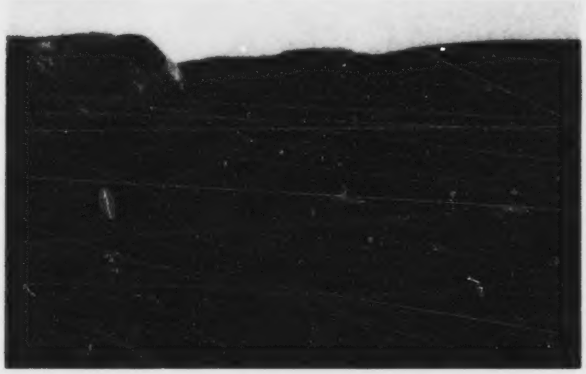


Figure 5-6b. Formes d'érosion linéaire sélective et limites glaciaires, au lac Bakers Brook, dans le parc national de Gros Mornes, à Terre-Neuve. Les lobes de piedmont, issus d'une calotte locale sur les hauts plateaux, débouchaient sur les basses terres côtières où ils ont érigé dans la mer des moraines latérales (au premier plan) qui sont aujourd'hui à 90 m d'altitude. Les sommets des plateaux surplombant la vallée glaciaire étaient des nunataks au Wisconsinien supérieur, mais avaient été englacés avant le Wisconsinien. 202188-B

Provinces Maritimes

Plusieurs synthèses sont disponibles au sujet des provinces Maritimes, mais elles sont de qualité et de portée inégales. Rampton et al. (1984) ont présenté un sommaire détaillé et une interprétation du Quaternaire du Nouveau- Brunswick; leur ouvrage contient une bibliographie exhaustive de la longue histoire de l'exploration de la géologie quaternaire et présente plusieurs idées nouvelles sur la séquence des événements quaternaires. Pour la Nouvelle-Écosse et les environs, Greenwood et Davidson-Arnott (1972) ont relaté l'évolution des concepts et les faits sur lesquels elle se base, tandis que Roland (1982) a publié un long ouvrage de vulgarisation sur la géologie et la physiographie. Prest (1973) a produit une carte qui fait la synthèse des travaux de cartographie systématique à l'Île-du-Prince-Édouard, accompagnée d'un texte explicatif. Les généralisations suivantes sont fondées sur ces publications.

L'étude de la géologie « superficielle » remonte à la fondation de la Commission géologique du Canada, en 1842, alors qu'étaient entrepris les levés de reconnaissance de la Province du Canada. Logan (1863) et Dawson (1855) ont été les premiers à décrire les dépôts glaciaires et marins du Quaternaire. Poussés, comme c'est encore le cas de nos jours, par des intérêts économiques, les scientifiques cherchaient d'abord à situer les centres de dispersion glaciaire et à établir les directions d'écoulement glaciaire afin de retrouver les points d'origine de blocs erratiques minéralisés.

Matthew (1872, 1879, 1894a, b) a effectué des levés au Nouveau-Brunswick dès 1872, mais c'est Chalmers (1881, 1882, 1885, 1886, 1887a, b, 1888, 1890, 1893, 1895, 1901, 1902) qui a dressé des cartes de formations en surface pour la majeure partie de cette province et pour certaines parties de la Nouvelle- Écosse. Ces données ont formé la matière première de ses interprétations sur l'interaction des masses glaciaires locales et externes et sur le rôle des glaces flottantes, interprétations qui restent essentiellement valables aujourd'hui. Ganong a lui aussi fait maintes observations et attiré l'attention sur plusieurs formes glaciaires et non glaciaires qui, encore aujourd'hui, sont essentielles aux reconstitutions paléogéographiques (voir Ganong, 1896, 1913). Les travaux plus récents ont donné lieu à la publication d'un grand nombre de cartes et de rap-

ports (voir Lee, 1953, 1957; Gadd, 1973; Brinsmead, 1974, 1979; Bélanger, 1978; Thibault, 1978, 1982; Rampton et Paradis, 1981a, 1981b, 1981c; Gauthier, 1982; Seaman, 1982a, 1982b) qui sont résumés par Rampton et al. (1984). Dans l'état actuel des connaissances, il semble que la glaciation du Nouveau-Brunswick ait été dominée par la formation de calottes glaciaires locales dans les basses et les hautes terres, les glaces laurentidiennes n'ayant envahi que la haute vallée de la rivière Saint-Jean et la baie des Chaleurs. Un centre de dispersion glaciaire extracôtier pourrait avoir existé au large des côtes sur les bancs de la Madeleine. Plusieurs phases glaciaires sont reconnues; la dernière s'étendit plus ou moins jusqu'au rivage actuel.

En Nouvelle-Écosse, la cartographie détaillée du substratum rocheux à été complétée pour l'ensemble de la province entre 1877 et 1921 par H. Fletcher et E.R. Faribault. Cela a permis d'obtenir une foule de données précises sur la glaciation, notamment sur les directions d'écoulement mises en évidence par les stries et les erratiques. Entre 1874 et 1890, Honeyman a publié une vingtaine de rapports sur la dispersion des débris glaciaires et les directions d'écoulement glaciaire (par ex., Honeyman, 1882). La monographie de Goldthwait (1924) sur la physiographie et les glaciations demeure une source classique d'informations et d'interprétations générales. Les levés de reconnaissance dans la partie continentale de la province, effectués entre 1950 et 1970 par R.H. MacNeil pour la Nova Scotia Research Foundation, ont débouché sur la production de cartes des matériaux en surface et des formes de relief. Les travaux de cartographie effectués dans le centre de la Nouvelle-Écosse par Stevenson (1959) et Hickox (1962) fourni des indices en faveur de calottes glaciaires locales. La publication d'un aperçu stratigraphique par Prest (1970) et la formulation, par Prest et Grant (1969), de l'hypothèse d'une glaciation caractérisée par la migration et la coalescence de calottes glaciaires locales, sous l'influence marquée du vêlage, représentent les premiers pas vers une théorie unifiée. L'étude de la lithologie des tills dans les hautes terres de l'Atlantique (Atlantic Uplands) par Grant (1963) et de la minéralogie des tills par Nielsen (1974) ont mis en évidence l'existence de nappes superposées de sédiments glaciaires et de séquences d'écoulements glaciaires divergents qui laissaient entrevoir la longueur et la complexité de l'histoire glaciaire de la région. Plus récemment, la cartographie géochimique des tills (Stea et Fowler, 1978, 1979, 1981; Stea, 1982a; Stea et Grant, 1982; Stea et al., 1986) et des études stratigraphiques effectuées dans des coupes complexes (tills et débris organiques) des basses terres centrales (Stea et Hemsworth, 1979; Stea, 1982b) ont mis en évidence une séquence d'avancées glaciaires distinctes. Par ailleurs, la cartographie détaillée et les études stratigraphiques entreprises par Grant (1971a, b, 1972b, 1974a, 1975a, 1980b, 1987b) le long du segment côtier Yarmouth-Digby et sur l'île du Cap-Breton ont révélé l'existence de trois avancées glaciaires régionales suite au dernier interglaciaire. Sur la foi de ces données, Grant (1976), Prest (1977) et Grant et King (1984) ont dressé des schémas régionaux de corrélation; Grant et King ont également corrélé les séquences terrestres avec les sédiments sous-marins.

Les chercheurs se sont aussi vivement intéressés aux tendances régionales des variations du niveau marin postglaciaire, afin de déduire l'extension et la chronologie des avancées glaciaires responsables de la déformation isostatique. De Geer (1892), Fairchild (1918), Daly (1921), Goldthwait (1924), Flint (1940), Welsted (1976), Wightman et Cooke (1978) et Grant (1980a) ont publié des cartes régionales et des rapports sur le paléorivage tardiglaciaire (limite marine) et sur son gauchissement. Il y a généralement entente sur le fait que la configuration générale de la déformation associée au dernier stade glaciaire peut être expliquée par la présence de complexes glaciaires distincts sur Terre-Neuve et les Maritimes, lesquels complexes rejoignaient au nord l'Inlandsis laurentidien, alors que le golfe du Saint- Laurent était en grande partie libre de glaces ancrées. L'hypothèse d'une couverture glaciaire restreinte au Wisconsinien supérieur semble corroborée par une modélisation mathématique des anciennes surcharges glaciaires reconstituées à partir des variations du niveau marin à onze sites très éloignés les uns des autres (Quinlan et Beaumont, 1982).

Golfe du Saint-Laurent

La géologie quaternaire de cette vaste mer bordière est assez mal connue. L'analyse des sédiments superficiels, principalement des sables et des boues, suggère que les glaces laurentidiennes s'écoulaient vers le sud dans certaines parties de la région (Loring et Nota, 1969, 1973). L'englacement des îles de la Madeleine, par contre, a été au centre d'un long débat, dans lequel ont été apportés des arguments en faveur et à l'encontre de quelque forme de glaciation que ce soit (par ex., Prest et al., 1977). Tout événement dont l'incidence sur le Quaternaire du golfe du Saint-Laurent est fondé sur des indices découverts aux îles de la Madeleine doit s'harmoniser avec l'histoire quaternaire établie dans les régions sur le pourtour du golfe. Il est donc impératif de savoir si les îles de la Madeleine ont été englacées ou non et, dans l'affirmative, à quelle époque. L'île d'Anticosti, qui jusqu'à récemment était largement méconnue et, de l'avis général, considérée comme pauvre en données quaternaires significatives, a fait l'objet de plusieurs études, dont celle de Painchaud et al. (1984), qui ont mis en évidence une stratigraphie complexe où est documentée une longue période de conditions non glaciaires durant le Wisconsinien.

Gaspésie

Les dépôts superficiels et l'histoire quaternaire de cette région montagneuse accidentée ont vite attiré l'attention, sensiblement pour les mêmes raisons qu'à Terre-Neuve. Les indices d'un englacement sur les sommets sont absents ou obscurs; des terrains intermédiaires caractérisés par des formes glaciaires très adoucies et altérées s'élèvent au-dessus de terrains glaciaires plus frais en contrebas. Pour Coleman (1922), il s'agissait de terrains glaciaires érodés représentant des avancées glaciaires anciennes; Flint et al. (1942), en revanche, ont rejeté le lien proposé entre l'altération et le temps. La cartographie de la péninsule a révélé une séquence de quatre nappes de till et montré le tracé de plusieurs courants glaciaires. Des calottes glaciaires locales, ainsi que l'Inlandsis laurentidien, ont affecté la région; David et Lebuis (1985) ont publié une interprétation de l'interaction et de la chronologie de ces masses glaciaires.

Côte-Nord

Ce segment méridional de la marge du Bouclier canadien, en grande partie inexploré, a été recouvert par les glaces

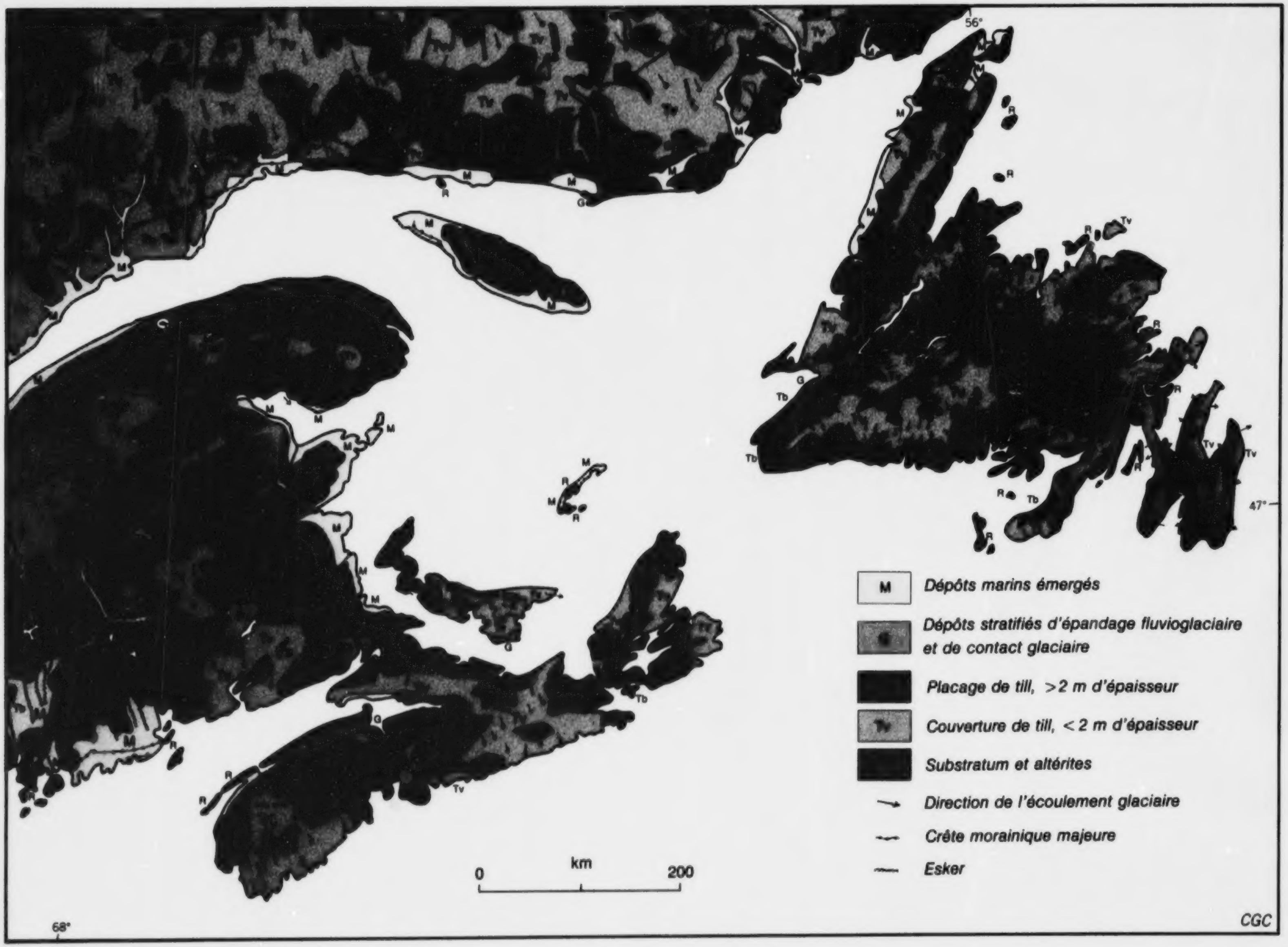


Figure 5-7a. Matériaux superficiels et formes de relief (compilé d'après plusieurs sources; voir la fig. 5-7b).

laurentidiennes. Dredge (1983) et Dubois et Dionne (1985) ont décrit le principal dépôt glaciaire de cette région, soit une série de moraines frontales que quelques datations au ^{14}C permettent de situer entre 9,5 et 12 ka. La chronologie de la glaciation dans ce secteur demeure le chaînon manquant entre les reconstitutions glaciaires de Terre-Neuve et de la Gaspésie, deux régions situées à l'extrémité des glaces laurentidiennes. La géologie quaternaire de cette région, résumée au chapitre 3 (Vincent, 1989), ne sera pas présentée ou commentée davantage ici.

Sommaire

Un grand nombre d'études quaternaires, tantôt thématiques et locales, tantôt générales et régionales, ont été effectuées depuis plus d'un siècle. La cartographie systématique des formations en surface est incomplète, et les études stratigraphiques débutent à peine. Le contrôle radiométrique est insuffisant, et les corrélations, spéculatives. Néanmoins, des schémas paléogéographiques parallèles semblent exister dans quatre régions: l'ouest de Terre-Neuve, la Nouvelle-Écosse, le sud du Nouveau-Brunswick et la Gaspésie. Une constante se dégage: faible glaciation maritime des zones basses par des calottes glaciaires locales qui s'écoulaient radialement vers la mer, avec de rares incursions locales des glaces laurentidiennes. Les résultats provisoires de l'étude des régions sous-marines adjacentes s'accordent généralement avec ce modèle (Piper et al., 1989).

CGC

Figure 5-7b. Carte de localisation des principales sources de données; les symboles indiquent le type de données disponibles à chaque site.

GÉOLOGIE DES FORMATIONS EN SURFACE ET HISTOIRE QUATERNAIRE

Notre connaissance de la distribution et de la composition des matériaux superficiels est fondée sur la cartographie systématique complétée, dans le cas des zones terrestres, de l'interprétation de photographies aériennes. De ces données, il est possible de tirer une carte généralisée à petite échelle (fig. 5-7a) des zones rocheuses, des zones de tills épais et peu épais, et des dépôts fluvioglaciaires et marins. Cette carte indique en outre les directions des indicateurs d'écoulement glaciaire afin de donner un aperçu des systèmes d'écoulement et de la configuration du retrait glaciaire. La figure 5-7b montre la position des nombreux affleurements où plusieurs unités significatives sont en contact, celle des sites contenant des débris organiques antérieurs au Wisconsinien supérieur, et celle de successions stratigraphiques datées par des méthodes isotopiques.

La cartographie systématique, les levés géochimiques et les études stratigraphiques nous ont appris beaucoup sur la distribution et la séquence des dépôts en surface dans la région atlantique du Canada. Cependant, leur origine, leur séquence et leur âge demeurent incertains, à cause de l'insuffisance des datations radiométriques et des problèmes de corrélation. En outre, la reconstitution d'une histoire géologique cohérente demeure tributaire de l'évolution des connaissances sur les mécanismes de formation et d'expansion des glaciers et sur les facteurs climatiques qui y participent. L'histoire de cette région maritime semble indiquer que les glaces issues de plusieurs centres d'accumulation se sont avancées sur terre et sur les plates-formes continentales émergées, puis, de là, vers la mer où elles se transformaient en plates-formes glaciaires flottantes, localement ancrées sur des hauts-fonds. Selon les dimensions et la vigueur du système glaciaire, les glaces basales pouvaient être humides et glisser sur le lit glaciaire, ou être sèches et gelées au niveau du lit appalachien. Le complexe glaciaire aurait donc évolué successivement en plusieurs configurations au cours d'une même glaciation, d'où les variations observées localement dans les formes et dépôts glaciaires. Il faut d'abord décrire et comprendre la géologie des formations en surface résultant de ce complexe glaciaire pour être en mesure, ensuite, de reconstituer l'histoire quaternaire de la région, avec l'aide de tous les concepts théoriques pertinents. C'est dans cette optique que nous présenterons ici la géologie quaternaire de la région atlantique, en commençant par la Nouvelle-Écosse, où ont été effectués la plus grande partie des travaux et où la séquence des événements est le mieux documentée.

Nouvelle-Écosse

Des cartes de la géologie des formations en surface sont actuellement établies de façon systématique pour l'ensemble de la province (carte 1704A); déjà, presque toutes les unités sédimentaires exposées ont fait l'objet d'un premier levé de reconnaissance, qui s'est avéré cohérent à l'échelle régionale. Ces travaux, ainsi que des études stratigraphiques comme celles de Stea (1980, 1982b) dans le centre de la province, de Grant (1980b) dans le sud-ouest et de Mott et Grant (1985), de Vernal et Mott (1986) et de Vernal et al. (1986) au Cap-Breton, ont permis de définir une séquence sédimentaire de référence et de proposer divers schémas de corrélation (Grant, 1963, p. 123, 1976; Prest, 1977; Grant et King, 1984). Stea et Brisco (1984) ont publié une bibliographie qui se révélera fort utile pour les travaux ultérieurs.

Substratum rocheux altéré d'âge préglaciaire ou quaternaire inférieur

Le matériau le plus ancien susceptible de dater le Quaternaire comprend diverses formes de régolite ou de substratum rocheux altéré en milieu subaérien; tantôt elles sont surmontées de dépôts plus récents, tantôt elles affleurent directement en surface. Ce matériau régolitique s'est formé aux dépens d'un granite à proximité de New Ross dans les hautes terres méridionales de la Nouvelle-Écosse (Southern Uplands), de diverses roches sur le mont Cobequid (Stea, 1983) et d'un gneiss dans les hautes terres du Cap- Breton (McKeague et al., 1983). À ce dernier site, il se compose d'un saprolite à gibbsite formé sur une pénéplaine préquaternaire. L'analyse pédologique de ces produits d'altération étant incomplète, il n'est pas encore établi s'ils résultent de l'effet cumulatif d'une succession d'interglaciaires chauds ou s'il s'agit plutôt, comme l'ont proposé LaSalle et al. (1985a) au sujet d'altérites semblables au Québec, de reliques de sols préglaciaires formés sous les climats chauds et humides d'avant le Quaternaire. Le principal intérêt de ces sédiments et d'autres dépôts semblables au Nouveau- Brunswick, en Gaspésie et à Terre-Neuve tient au fait qu'ils n'ont pu se préserver qu'à des endroits qui ont été affectés par une action glaciaire limité ou peu vigoureuse.

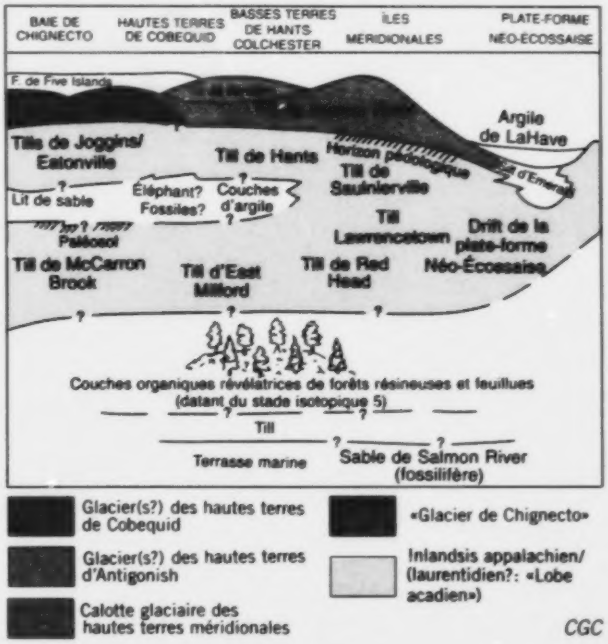


Figure 5-8. Coupe schématique nord-sud de la stratigraphie des tills de la Nouvelle-Écosse, entre le détroit de Northumberland et la plate-forme Néo-Écossaise (modifiée d'après Stea et al., 1986).

Conglomérat de Bridgewater

Le dépôt le plus ancien qui pourrait dater du Quaternaire est un diamicton glaciaire à ciment ferrugineux profondément oxydé et des sédiments bien triés. Il repose directement sur le substratum rocheux; sporadiquement, il est surmonté de sédiments quaternaires plus récents, à l'intérieur desquels il forme parfois des clastes. Découvert par Prest (1898), le Conglomérat de Bridgewater est une roche à ciment de goethite qui se présente normalement sous forme de petits placages sur les schistes ardoisiers le long de la côte atlantique (Stea, 1978). Grant (1963, p. 130) y a reconnu des faciès glaciaires et fluvioglaciaires et, comme ce dépôt lui semblait former un alignement parallèle à la côte, il a cru qu'il pouvait s'agir des vestiges d'une moraine terminale. MacNeil (in: Prest et al., 1972) a décrit le dépôt trouvé à Pentz, près de la localité type, comme un till cimenté à un substratum rocheux couvert de stries glaciaires. Dans la région de Yarmouth, le conglomérat semble reposer sur une plate-forme littorale au cap Cove (Grant, 1980b, p. 7), ainsi que dans l'île Double. Il est manifestement antérieur aux autres sédiments quaternaires; sa consolidation et son degré d'altération suggèrent un âge considérable. Cependant, il faudra l'analyser davantage pour lever les incertitudes quant à son âge et son origine. Le Till de Main Brook à Terre-Neuve (Tucker et McCann, 1980) pourrait lui être corrélatif.

Lits organiques enfouis anciens

Les unités stratigraphiques les plus importantes de la région atlantique canadienne sont un groupe de lits organiques sous-jacents à des tills et à des sédiments postglaciaires (fig. 5-8). Mott et Grant (1985), Vernal et Mott (1986), Vernal et al. (1986) et Mott (1989) en ont présenté une interprétation paléo-écologique et suggéré des corrélations stratigraphiques. Ces lits représentent de courts intervalles caractérisés par des climats variant de la toundra à la forêt thermophile (Mott et Prest, 1967; Livingstone, 1968; Mott, 1971; Stea et Hemsworth, 1979; Stea, 1982b; Mott et al., 1982; Vernal et al., 1983). Quelques unités ont des spectres polliniques qui représentent des associations végétales uniques, sans équivalent holocène: proportions anormalement élevées de chêne, de hêtre et de sapin baumier, sans maximum de pruche. En général, les séquences polliniques ressemblent à celles de la dernière déglaciation et de l'interglaciaire actuel. Cette similitude, et le fait que les températures inférées sont supérieures à l'optimum postglaciaire, ainsi que des âges ^{14}C au-delà des limites de la méthode (2, 4, 5, 7, 9, 10 au tableau 5-1), ont conduit Mott et Grant (1985) à attribuer ces lits à l'Interglaciaire sangamonien, qui coïncide approximativement avec l'étage 5 de la stratigraphie isotopique marine (de 125 à 75 ka). En outre, à partir des assemblages polliniques caractéristiques et des successions d'assemblages des

Figure 5-9. Tills surmontant une plate-forme rocheuse littorale émergée à Morrison Brook, dans le nord de l'île du Cap-Breton. Taillée dans une arkose du Carbonifère, la plate-forme s'élève entre 4 et 6 m au-dessus du niveau de la haute mer; elle est attribuée à l'Interglaciaire sangamonien (étage isotopique 5e). Un inlandsis régional s'écoulant vers le sud a déposé le till granitique inférieur (rose), tandis qu'un lobe glaciaire local s'écoulant vers le nord-est a déposé le till gabbroïque supérieur (gris). 203752-P

divers lits en des sites éloignés les uns des autres, ils ont conclu que trois intervalles chauds distincts y sont représentés, soit les sous-étages 5e, 5c et 5a. Vernal et al. (1986) ont étudié trois séquences-clés et, d'après les âges Th/U (3, 6, 8, 11 au tableau 5-1), ils ont généralement corroboré ces corrélations, sauf dans le cas de la baie St. Lawrence, qu'ils attribuent, à l'instar de Vernal et al. (1983), au Wisconsinien moyen.

Le Sable de Salmon River, une boue marine grise intercalée dans une séquence de till près de Yarmouth, constitue un problème particulier. Le lit est situé à 6 m au-dessus du niveau de la haute mer et contient un assemblage de mollusques d'eau tempérée vivant ordinairement à des profondeurs de 10 à 40 m. Du point de vue paléoécologique, ce lit représente un climat plus doux que le climat actuel de la région et, malgré un âge ^{14}C significatif de 38,6 ka (12 au tableau 5-1), il a été d'abord attribué au Sangamonien (Clarke et al., 1972). Miller (1973) et Nielsen (1974) ont soutenu, en s'appuyant sur des données sédimentologiques, que l'unité a été déposée à la marge d'un glacier, et ce, malgré la présence d'une faune d'eau tempérée; en conséquence, Grant (1980b) l'a réattribuée au Wisconsinien moyen. Cependant, des travaux plus récents ont mis en évidence le rôle de la glaciotectonique dans sa mise en place à l'intérieur du till inférieur (Grant, 1987b). Sa position stratigraphique et les paléoprofondeurs ne sont donc pas significatives. Considérant que dans la même région, d'autres dépôts coquilliers ostréifères sont profondément oxydés (Grant, 1980a) et reposent intacts sous la séquence des tills, Grant et King (1984) ont réaffirmé que le Sable de Salmon River datait au moins du dernier interglaciaire, sinon d'un stade antérieur. Selon Gustavson (1976), des lits tout aussi riches en mollusques en Nouvelle-Angleterre dateraient également du dernier interglaciaire.

Une strate de sables et graviers littoraux et une plate-forme d'abrasion intertidale émergée de quelques mètres au-dessus de son équivalent moderne (fig. 5-9) permettent d'établir un lien entre les lits coquilliers marins d'eau tempérée et les lits de tourbe présumément interglaciaires. La plate- forme d'abrasion et les sables littoraux sont légèrement plus élevés que les boues coquillières et, à quelques endroits, ils sont sous-jacents aux lits de tourbe interglaciaires. Ils représentent un paléorivage qui a été reconnu dans plusieurs parties de la région et qui à maints endroits repose sous la séquence à tills multiples. Comme ce paléorivage est parallèle au niveau marin actuel et de même hauteur que d'autres rivages datés à l'étage 5 de la stratigraphie isotopique marine ailleurs dans le monde, il est considéré comme représentant le niveau marin maximal du dernier interglaciaire (sous-étage 5e; Grant, 1980a). Son importance pour la géodynamique et la reconstitution du géoïde sera examinée dans une autre section. Ce paléorivage et les lits organiques servent de repères stratigraphiques pour la base de la séquence du Quaternaire supérieur. Il est difficile d'expliquer la quasi-absence de dépôts glaciaires ou autres sous les lits organiques ou recoupés par la plate- forme d'abrasion; soit que les sédiments de toutes les périodes glaciaires et non glaciaires antérieures n'existent pas, soit qu'ils existent mais qu'ils ont été mal identifiés.

Séquence des nappes de till

Les sédiments glaciaires constituent le matériau superficiel dominant dans la région. Minces et discontinus sur les hautes terres rocheuses, ils s'épaississent généralement vers le bas des versants pour atteindre localement des profondeurs de 100 m dans les basses terres. Les accumulations les plus puissantes se trouvent le long de la côte de Yarmouth, dans le secteur de la baie Mahone, dans les comtés de Hants et de Colchester, dans les basses terres de Cumberland et dans le secteur du lac Bras D'Or. Dans chacune de ces régions, la couverture de sédiments glaciaires comprend plusieurs nappes de till superposées, qui diffèrent par la couleur, la lithologie, la texture et la provenance (fig. 5-8). Depuis les premières observations de Honeyman (1882), à l'aube des études quaternaires, sur la nature allochtone de certaines masses de till et sur le transport d'erratiques provenant du nord, des efforts considérables ont été faits pour cartographier et analyser les divers tills et pour établir des liens entre la succession de sédiments glaciaires et la séquence des phases d'écoulement glaciaire représentées par les recoupements de stries. La variabilité lithologique du substratum rocheux ajoute à la complexité de la question, du fait qu'un même mouvement glaciaire a pu produire plusieurs faciès texturaux et lithologiques le long d'un même tracé.

Des séquences de till plus ou moins comparables sont reconnues dans le centre de la Nouvelle-Écosse (Stea, 1982b, c; Stea et Finck, 1984), le long de la côte atlantique (Grant, 1963), dans la région de Yarmouth (Grant, 1980b; Stea et Grant, 1982) et dans l'île du Cap-Breton (D.R. Grant, données inédites); elles permettent de brosser un tableau général de la distribution et de la nature des principales unités de till.

Tills gris inférieurs

Il est difficile de corréler l'unité de till inférieure car les affleurements sont petits et peu nombreux, la texture et la composition varient, et le contexte stratigraphique n'est pas toujours clair. Dans les affleurements aux environs d'Halifax, le till inférieur (Till de Hartlen, décrit par Stea et Fowler, 1979) est gris, silteux et très compact; il provient surtout d'un quartzite local et il est taché de manganèse, indice d'une altération subaérienne. Sa fabrique suggère qu'il a été déposé par des glaces qui s'écoulaient vers le continent. Dans la région de Yarmouth, le till inférieur est de provenance locale; déposé par des glaces qui s'écoulaient vers l'ouest depuis les hautes terres méridionales de la Nouvelle-Écosse (Southern Uplands), il présente localement des traces d'oxydation subaérienne. Ces tills pourraient dater du début de l'englaciation wisconsinienne. Si, par contre, l'oxydation est le résultat d'une altération subaérienne lors du dernier interglaciaire, ces tills doivent être antérieurs au Sangamonien. Des tills encore plus anciens affleurent peut-être à Milford et au ruisseau Miller, où Stea (1982b) a découvert des tills sous les tourbes interglaciaires. Cependant, le contexte karstique du site et la présence probable de chevauchement glacitectoniques rendent précaire tout âge que l'on pourrait leur attribuer sur la foi de la superposition.

Till rouge ancien

La principale nappe de sédiments glaciaires en Nouvelle-Écosse est un épais till rouge argileux qui affleure tout le

Tableau 5-1. Âges isotopiques mentionnés dans le texte.

N° du site[1]	Localité	Matériel daté[2]	Âge*	No de laboratoire[3]	Coordonnées latitude	Coordonnées longitude	Alt[4] (m)	Références	Collectionneur[5]	Contexte stratigraphique, remarques
Datations relatives aux événements antérieurs au Wisconsinien supérieur										
Terre-Neuve										
1	Anse Woody	bois	> 40 000	I 10203	47°51,67'	59°22,20'	15	Brookes et al., 1982	IAB	sous le till, littoral, "interglaciaire" tempéré[6]
Nouvelle Écosse										
2	Leitches Creek	tourbe	> 52 000	GSC-2678	46°09,20'	60°22,87'	35	Blake, 1984	NJZ	sous le till; boréal, fin de l'interglaciaire?
3	East Bay	bois	126 400 ± 15 000	UQT-175	45°59,08'	60°27,83'	1-2	Vernal et al., 1986	RJM	
4	Castle Bay	boue	> 42 000	GSC-1577	45°55,22'	60°38,75'	5	Grant, 1972b	DRG	sous le till, littoral?, boréal, "interglaciaire"
5	River Inhabitants	bois	> 49 000	GSC-1406	45°40,57'	61°19,58'	53	Mott, 1971	DRG	sous le till, forêt-toundra, fin de l'"interglaciaire"
6	Pointe Green	bois	117 400 ± 10 000	UQT-181	46°05,37'	61°28,58'	2	Vernal et al., 1986	DRG	sous le till; littoral, tempéré, maximum de l'"interglaciaire"
7	Hillsboro	bois	> 51 000	GSC-570	46°04,37'	61°22,06'	3	Mott et Prest, 1967	VKP	sous le till; remblaiement karstique, tempéré, "interglaciaire"
8	Bay St. Lawrence	bois	47 000 ± 4700	UQT-178	46°58,45'	61°07,80'	10	Vernal et al., 1986	ADV	sous le till; tempéré, "interglaciaire"
9	Addington Forks	bois	> 42 000	GSC-1598	45°34,06'	62°06,05'	40	MacNeill, 1969	VKP	entre des tills; tempéré, "interglaciaire"
10	Miller Creek	bois	> 52 000	GSC-2694	45°00,85'	64°02,65'	15	Stea, 1982b	RRS	sous le till; tempéré/boréal, "interglaciaire"
11	Milford	bois	84 900 ± 6500	UQT-185	45°00,33'	63°25,16'	25	Mott et Grant, 1985	VKP	sous deux tills; tempéré; "interglaciaire"
12	Salmon River	coquilles	38 600 ± 1300	GSC-1440	44°03,50'	66°10,50'	4	Clarke et al., 1972	DRG	entre des tills; écaille ou lambeau glacitectonique, faune, tempérée"interglaciaire"?
13	Middle River	os	31 900 ± 630	GSC-1220	46°08,1'	60°55,2'	15	Grant et King, 1984	DRG	mastodonte, boréal, "interglaciaire?"
Nouveau Brunswick										
14	Sussex	tourbe	> 35 000	BGS 806	45°44,6'	65°32,2'	40	Rampton et al., 1984	VNR	sous le till, tempéré, "interglaciaire"
15	Hillsborough	os	13 600 ± [illegible]	GSC [illegible]	45°54,6'	64°39,8'	30	Schroeder et Arsenault, 1978	WMI	mastodonte dans un karst, boréal, interglaciaire?
16	Hillsborough	tourbe	> 43 000	GSC-1680	45°54,6'	64°39,8'	30	Schroeder et Arsenault, 1978	WMI	boréal, interglaciaire?
17	Hillsborough	coprolites	37 200 ± 1310	GSC-2469	45°54,6'	64°39,8'	30	Blake, 1983	DRG	mastodonte dans un karst, boréal, interglaciaire?
Îles-de-la-Madeleine										
18	Portage-du-Cap	tourbe	> 35 000	GSC-2313	47°14,75'	61°54,60'	18	Prest et al., 1977	VKP	sous le till, littoral, tempéré, "interglaciaire"
19	Bassin	bois	106 400 ± 8400	UQT-183	47°14,00'	61°53,97'	1	Mott et Grant, 1985	RJM	sous le till; littoral; tempéré, "interglaciaire"
20	Havre Aubert	bois	> 47 000	GSC-3633	47°14,30'	61°51,86'	4	McNeely, 1988	RJM	sous le till; littoral; tempéré, "interglaciaire"
21	Millerand	bois	> 46 000	GSC-3631	47°13,14'	61°59,74'	15	McNeely, 1988	DRG	sous le till; littoral,
22	Cap du sud	bois	> 38 000	GSC 3413	47°12,46'	61°58,58'	12	McNeely, 1988	DRG	sous le till, littoral, "interglaciaire" froid et humide
Île d'Anticosti										
23	Baie Bonsecours	coquilles	36 000 ± 3500	UQ-553	49°28,75'	63°36,83'	1-2	Gratton et al., 1984		sédiments glaciomarins, Wisconsinien moyen
24	Rivière à la Chute	coquilles	29 060 ± 1050	UQ-510	49°24,13'	63°30,83'	116	Gratton et al., 1984		till
25	Rivière à la Chute	coquilles	30 000 ± 1200	UQ-514	49°23,78'	63°31,28'	84	Gratton et al., 1984		till
Datations relatives aux événements du Wisconsinien supérieur et de l'Holocène										
Terre-Neuve										
26	Étang Flat	coquilles	12 600 ± 160	GSC-1600	50°24,03'	57°16,15'	115	Grant, 1986b	DRG	littoral; près de la limite marine, dans une moraine frontale
27	Mont Blue	coquilles	12 000 ± 170	GSC-1601	50°27,83'	57°10,80'	82	Grant, 1986b	DRG	littoral, début de la déglaciation, côte nord-ouest
28	Moraine de Ten Mile	coquilles	11 000 ± 160	GSC-1324	51°04,87'	56°42,63'	60	Grant, sous presse	DRG	dans le till d'une moraine frontale, datation d'une réavancée de la calotte glaciaire des hautes-terres
29	St. Anthony	coquilles	10 700 ± 170	GSC-1334	51°22,28'	55°37,35'	60	Grant, sous presse	DRG	eau profonde, début de la déglaciation, côte nord-est
30	St. Pauls	coquilles	9 230 ± 140	GSC-1630	49°48,75'	57°52,15'	3	Grant, 1986b	IAB	sédiments glaciomarins, retrait (tardif) des glaciers de piémont
31	Trout River	coquilles	12 500 ± 120	GSC-2936	49°28,5'	58°06,5'	70	Brookes, 1974	IAB	lits frontaux d'un delta juxtaglaciaire, proglaciaire
32	Lomond	coquilles	10 500 ± 300	GSC-1575	49°27,25'	57°45,30'	4	Brookes, 1974	IAB	silt sublittoral, âge minimum de la déglaciation, fjord de la Bonne Baie
33	Lark Harbour	coquilles	12 000 ± 320	GSC-1462	49°06,7'	58°24,8'	37	Brookes, 1974	IAB	littoral, début de la déglaciation, partie externe de la Bay of Islands
34	Cox's Cove	coquilles	12 600 ± 170	GSC-868	49°07'	58°05'	35	Brookes, 1974	IAB	argile d'eau profonde, début de la déglaciation
35	Anse Rope	coquilles	13 700 ± 340	GSC-2942	48°55'	58°29'	40	Brookes, 1974	IAB	lits de base d'un delta juxtaglaciaire
36	Cap Robinsons	coquilles	13 500 ± 210	GSC-1200	48°15'	58°47'	32	Brookes, 1974	IAB	déglaciation du Wisconsinien supérieur, début de l'émersion
37	Kippens	coquilles	12 600 ± 140	GSC-2295	48°32,6'	58°36,7'	6	Brookes, 1977b	IAB	maximum de la réavancée du cap Robinsons
38	Abrahams Cove	coquilles	13 700 ± 230	GSC-1074	48°33,7'	58°42,9'	40	Brookes, 1974	IAB	déglaciation du Wisconsinien supérieur, début de l'émersion
39	Wreckhouse	coquilles	13 800 ± 260	GSC-2113	47°42,5'	59°18,6'	6	Brookes, 1977a	IAB	antérieur à la réavancée du glacier des basses-terres de Codroy
40	Baie Verte	coquilles	11 520 ± 180	GSC-55	49°54,5'	56°17,0'	48	Dyck et Fyles, 1963	EPH	sédiments sublittoraux près de la limite marine, retrait de la calotte locale
41	South Brook	coquilles	12 000 ± 220	GSC-1733	49°25,50'	56°08,50'	20	Tucker, 1974	DRG	boue prodeltaïque, âge minimal des moraines frontales côtières
42	Pilley's Island	coquilles	11 900 ± 200	GSC-1505	49°30,9'	55°43,0'	27	Blake, 1983	NOD	sédiments glaciomarins, début de la submersion tardiglaciaire
43	Leading Tickles	gyttja	13 200 ± 300	GSC 3608	49°28,28'	55°28,39'	105	Blake, 1983	JBM	âge maximal de la déglaciation de la côte externe
44	Bishop's Falls	coquilles	11 600 ± 210	GSC-2134	49°03,08'	55°22,35'	12	Blake, 1983	DRG	début de la submersion tardiglaciaire
45	Conne River	gyttja	11 300 ± 100	GSC-3634	48°14,8'	55°29,6'	60	Blake, 1983	JBM	déglaciation de la région centre est de la ligne de partage glaciaire
46	Lawn	gyttja	11 300 ± 120	GSC-3649	46°55,16'	55°36,75'	114	Anderson, 1983	TWA	début de l'inversion climatique tardiglaciaire

Tableau 5-1. Âges isotopiques mentionnés dans le texte.

Nº du site[1]	Localité	Matériel daté[2]	Âge*	No de laboratoire[3]	Coordonnées latitude	Coordonnées longitude	Alt[4] (m)	Références	Collectionneur[5]	Contexte stratigraphique, remarques
Nouvelle-Écosse										
47	Pointe Benacadie	tourbe	11 300 ± 90	GSC-2146	45°54,16'	60°43,68'	1	MacNeill, 1969	DRG	sous le till, antérieur à la réavancée du Wisconsinien supérieur
48	Baie East	tourbe	10 300 ± 150	GSC-1578	46°02,66'	60°22,50'	50	Grant, 1972b	DRG	sous le till, antérieur à la réavancée d'une calotte glaciaire locale au début de l'Holocène
49	Port Hood	bois	11 300 ± 160	GSC-541	46°01,18'	61°34,35'	18	Terasmae, 1974	JT	sous des colluvions, refroidissement possible du climat
50	Big Brook	boue	11 000 ± 90	GSC-3378	45°48,4'	61°12,9'	30	Mott et al., 1986	RJM	sous-lacustre, antérieur à la formation d'un lac proglaciaire au cours de la réavancée
51	Lantz	tourbe	10 900 ± 90	GSC-3771	44°58,7'	63°29,0'	15	Mott et al., 1986	RRS	sous le till, début de la réavancée de l'Holocène inférieur
52	Brookside	tourbe	11 100 ± 100	GSC-2930	45°24,09'	63°14,35'	53	Mott et al., 1986	GJB	sous des colluvions, témoigne d'un refroidissement tardiglaciaire
53	Joggins	tourbe	11 400 ± 100	GSC-3550	45°42,85'	64°26,10'	6	Mott et al., 1986	RRS	tourbe sous du sable, début d'un refroidissement possible
54	Debert	charbon de bois	10 585 ± 47	P-(var.)	45°25,5'	63°27'	45	Borns, 1966	HWB	site paléo-indien; âge minimal de la déglaciation du bassin des Mines (Minas basin)
55	Lac Canoran	gyttja	11 700 ± 160	GSC-1486	44°35,8'	64°34,9'	107	Lowdon et Blake, 1973	JBR	postglaciaire, âge minimal de la disparition de la calotte du mont South
56	Gilbert Cove	algues marines	14 100 ± 200	GSC-1259	44°29,15'	65°57,00'	0.3	Grant, 1971b	DRG	début du postglaciaire, âge minimal de la déglaciation de la partie externe de la baie de Fundy
57	Spencers Island	periostracum	14 300 ± 320[7]	BETA-12858	45°21,51'	64°42,53'	2	Stea et Wightman, 1987	DMW	delta proglaciaire, âge minimal de la déglaciation
58	Lac Leak	gyttja	12 900 ± 160	GSC-2728	45°26,2'	64°21'	42	Wightman, 1980	DMW	toundra, âge de la formation de kettles
Nouveau-Brunswick										
59	Île Shippegan	coquilles	12 600 ± 400	GSC-1383	47°44'	64°46,50'	0	Thomas et al., 1973	MLHT	déglaciation de la côte est du Nouveau-Brunswick
60	Jacquet River	coquilles	12 500 ± 500	GSC-1557	47°55,3'	66°01'	13	Blake, 1983	DH	âge minimal du retrait glaciaire dans la baie des Chaleurs
61	Mispec	coquilles	14 400 ± 530	GSC-2573	45°13,5'	65°57,2'	37	Belanger, 1978	JRB	âge minimal de la déglaciation de la baie de Fundy
62	Saint John	coquilles	13 100 ± 160	GSC-3557	45°13,5'	66°06,6'	45	Rampton et al., 1984	VNR	âge approximatif de la moraine frontale de Saint John
Île-du-Prince-Édouard										
63	Miminegash	coquilles	12 410 ± 170	GSC-101	46°52'	64°14'	10	Prest, 1973	VKP	régression glacio-isostatique en cours
64	Tignish Shore	coquilles	12 670 ± 340	GSC-160	46°58,5'	63°59,7'	8	Prest, 1973	VKP	régression glacio-isostatique en cours
65	Iris Station	gyttja	6 600 ± 270	I-GSC-12	45°56,25'	62°40'	2	Frankel et Crowl, 1961	VKP	tempéré, subsidence de l'Holocène supérieur
Golfe du Saint-Laurent										
66	Bancs de la Madeleine	coquilles	10 200 ± 440	GSC-1526	48°33'	63°10'	-198	Loring et Nota, 1973	DHL	sédiments glaciomarins sableux, glace résiduelle récente
Îles-de-la-Madeleine										
67	Île d'Entrée	tourbe	11 300 ± 110	GSC-3696	47°16,09'	61°42,74'	3-4	Mott et al., 1986	RJM	vraisemblablement d'origine colluviale, refroidissement climatique
68	Île d'Entrée	tourbe	10 600 ± 100	GSC-3689	47°16,09'	61°42,74'	3-4	Mott et al., 1986	RJM	vraisemblablement d'origine colluviale, refroidissement climatique
Île d'Anticosti										
69	Rivière du Brick	coquilles	13 100 ± 150	UQ-512	49°21,47'	63°23,37'	14	Gratton et al., 1984	DG	mer profonde, limite méridionale de l'Inlandsis laurentidien
70	Pointe du Sud-Ouest	coquilles	13 570 ± 200	UQ-502	49°24,25'	63°34,8'	9	Gratton et al., 1984	DG	glaciomarin, limite méridionale de l'Inlandsis laurentidien
71	Pointe du Sud-Ouest	coquilles	14 500 ± 800	UQ-551	49°24,00'	63°34,63'	4	Gratton et al., 1984	DG	glaciomarin, limite méridionale de l'Inlandsis laurentidien
72	Pointe du Sud-Ouest	coquilles	11 950 ± 150	UQ-515	49°24,27'	63°34,63'	3	Gratton et al., 1984	DG	glaciomarin, proglaciaire
73	Aéroport	coquilles	11 800 ± 200	UQ-1063	49°50,08'	64°15,83'	61	Dubois et al., sous presse	LSP	delta proglaciaire, corrélatif de la réavancée de Sainte-Marie
Estuaire du Saint-Laurent										
74	Saint-Donat	coquilles	13 360 ± 320	QU-264	48°30,18'	68°15,91'	98-126	Locat, 1977	JL	glaciomarin
75	Bic	coquilles	9 830 ± 150	QU-270	48°21,23'	68°45,35'	19-45	Locat, 1977	JL	marin, oscillation lors de l'émersion
76	Bic	coquilles	9 540 ± 150	GSC-1216	48°22,58'	68°42,41'	15-30	Locat, 1977	JL	marin, oscillation lors de l'émersion
77	Rivière Saint-Charles	bois	5 500 ± 170	QU-5	46°51'	71°13,45'	10	Dionne, 1985b	JCD	alluvial, oscillation lors de l'émersion
78	Rivière Saint-Charles	bois	5 460 ± 100	BGS-174	46°51'	71°13,45'	10	Dionne, 1985b	JCD	alluvial, oscillation lors de l'émersion

* Les âges ont été établis par datation ^{14}C conventionnelle, sauf pour le nº 57 (spectrométrie de masse par accélérateur) et les nºs 3, 6, 8, 11 et 19 (méthode de l'uranium-thorium)

1 Se trouve à la figure 5-7b.

2 Le bois se trouve normalement dans des lits de tourbe; la tourbe est le sédiment des tourbières oligotrophes et minérotrophes d'eau douce; la gyttja est un sédiment organique de lac et d'étang; les coquilles sont d'espèces marines.

3 BETA = Beta Analytic, Inc., BGS = Université Brock, Département des sciences géologiques; GSC = Commission géologique du Canada; GX = Geochron, Cambridge, Massachusetts; I = Isotopes Ltd., P = University of Pennsylvania; QU = Laboratoire de géochronologie, Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec; UQ = Université du Québec; UQT = Université du Québec à Montréal (laboratoire de Th/U)

4 Toutes les altitudes sont données en mètres au-dessus ou au-dessous des marées printanières normales et non du niveau moyen de la mer.

5 ADV = Anne de Vernal; DG = Denis Gratton; DH = David Honeyman; DHL = D.H. Loring; DMW = Daryl M. Wightman; DRG = Douglas R. Grant; EPH = Eric P. Henderson; GJB = Gerry J. Beke; HWB = Harold W. Borns, fils; IAB = Ian A. Brookes; JBM = Joyce Brown Macpherson; JBR = John B. Railton; JCD = Jean-Claude Dionne; JL = Jacques Locat; JRB = J. Robert Bélanger; JT = Jaan Terasmae; LSP = Luc St-Pierre; MLHT = Martin L.H. Thomas; NJZ = New Jersey Zinc; NOD = Neil O'Donnell; RJM = Robert J. Mott; RRS = Ralph R. Stea; TWA = Thane W. Anderson; VKP = Victor K. Prest; VNR = Vern N. Rampton; WMI = William MacIntosh

6 Le terme "interglaciaire" désigne une période durant laquelle la végétation ou la température proposée équivaut à celle de toute période de l'interglaciaire actuel, c.-à-d. les 10 000 dernières années; le terme "interstadiaire" désigne toute condition plus froide que celle d'un interglaciaire.

7 Cette datation, bien que significative, est considérée être un âge minimal, les fossiles indiquant des conditions plus tempérées que les conditions actuelles.

long de la côte atlantique et qui se prolonge vers le nord dans les basses terres de Fundy (fig. 5-9). De façon typique, il forme de grands champs de drumlins (Grant, in Scott, 1976), lesquels pourraient représenter le site de courants glaciaires (Grant, 1963). Sa fabrique et les stries sous-jacentes témoignent d'un transport vers l'est et le sud-est. Lithologiquement, le till est riche en Ca et en Mg et il contient des erratiques distinctifs provenant du nord de la province et du Nouveau-Brunswick. Il a été bien étudié dans la région d'Halifax, où il a d'abord attiré l'attention de Honeyman pour être ensuite appelé Till de Lawrencetown par Grant (1975b). Sa composition lithologique, ses propriétés chimiques et ses assemblages de minéraux lourds ont été documentés par Nielsen (1976), Podolak et Shilts (1978), Stea et Fowler (1979) et Stea et O'Reilly (1982). Étant donné sa fine matrice rouge caractéristique qui provient des lits rouges permo-carbonifères, la plupart des aspects de sa composition contrastent nettement avec ceux des tills dérivés localement des terrains quartzitiques, shaleux et granitiques. Pour Grant (in Scott, 1976), la lithologie de ce till est le produit du mélange graduel de plusieurs composantes locales lorsque la charge basale était transportée sur quelque 100 km. Dans le nord de la Nouvelle-Écosse, le till rouge constitue l'unité inférieure à Joggins (Wickenden, 1941), que Stea et al. (1986) ont nommée Till de McCarron Brook; dans le sud, il contient des fragments de coquilles en provenance de la baie de Fundy et il a été nommé informellement till de Red Head par Grant (1980b). Sur l'île du Cap-Breton, le till présumément corrélatif est le Till de Richmond, lequel est également argilo-silteux et rouge, peu importe la lithologie des roches qu'il surmonte. L'inlandsis qui l'a déposé semble avoir traversé toute la province partout vers le sud-est, et il a même recouvert les hautes terres du Cap-Breton, à l'exception peut-être d'une petite zone située à plus de 300 m d'altitude à l'extrémité nord de l'île.

Bref, ce till rouge argileux constitue un excellent lit repère dans la séquence glaciaire et pourrait représenter la première avancée majeure (Wisconsinien inférieur) de la dernière glaciation. Stea (1982b) et Stea et al. (1986) ont observé des traces d'altération probablement subaérienne; si tel est le cas, une phase non glaciaire aurait précédé le dépôt des tills sus-jacents. En l'absence de datations absolues, cette phase pourrait être attribuée à l'Interglaciaire sangamonien, auquel cas le till rouge serait d'âge illinoien.

Tills d'âge intermédiaire

Des tills plus récents recouvrent la nappe de till rouge et occupent l'espace entre les drumlins formés par le till rouge. Le till inférieur de ce groupe constitue l'unité intermédiaire de la séquence à trois tills qui est présente dans la plupart des régions. L'unité intermédiaire, qui a reçu plusieurs noms locaux, a été mise en place par divers mouvements glaciaires issus pour la plupart de sources locales.

Le trait commun de ces tills est que leur lithologie (principalement d'origine locale), leur couleur (grise) et leur texture (sableuse à silteuse) contrastent nettement avec celles du till argileux rouge sous-jacent. Dans le centre de la Nouvelle-Écosse, Stea et Finck (1984) attribuent le till intermédiaire, ou Till de Hants dans les hautes terres de l'Atlantique (Stea, 1982b), ainsi que les tills de Joggins et d'Eatonville des basses terres de Cumberland (Stea et al., 1986) à un écoulement glaciaire vers le sud en provenance de l'Île-du-Prince-Édouard ou des bancs de la Madeleine. Il pourrait donc s'agir du «Lobe de la baie des Acadiens» décrit par Goldthwait (1924, p. 79). Dans l'île du Cap-Breton, cette avancée glaciaire pourrait être corrélative de la grande avancée glaciaire vers le sud-sud-est (Grant, 1971c), tandis que dans la région de Yarmouth, le till intermédiaire, ou Till de Saulnierville, a été mis en place par un écoulement glaciaire orienté vers le sud-ouest.

Dans l'île du Cap-Breton, Grant (1971c) a décrit un écoulement glaciaire vigoureux vers le nord qui correspond approximativement à cet intervalle intermédiaire; cette avancée glaciaire, dont le centre de dispersion est présumé se trouver sur la plate-forme continentale, a transporté des coquilles marines sur le continent et s'est arrêtée sur les flancs du haut plateau septentrional. Gravenor (1974) a proposé l'existence d'un dôme glaciaire au large de Yarmouth pour expliquer la direction nord des fabriques observées dans des drumlins formés antérieurement. Stea et Finck (1984) ont décrit un écoulement glaciaire similaire, traversant les hautes terres de Cobequid vers le nord. Ces trois écoulements pourraient émaner d'une même ligne de partage glaciaire qui se serait formée au large de la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse. Selon Grant et King (1984), cette ligne de partage glaciaire pourrait s'être formée par suite d'un vêlage important dans le golfe du Saint-Laurent. L'épisode d'écoulement vers le nord représenterait alors, soit l'inversion de l'écoulement d'une masse glaciaire qui jusque là s'était avancée vers le sud, soit l'avancée distincte d'un nouvel inlandsis.

Dépôts interstadiaires (?) du Wisconsinien moyen

Il existe des indices d'un intervalle non glaciaire vers le milieu de la dernière glaciation. Dans la région de Yarmouth, il s'est produit une oxydation subaérienne du till intermédiaire, lequel est localement recouvert de lits fluvioglaciaires (Gravier de Cape Cove, Grant, 1980, p. 56). Stea (1982b, 1983) a observé, dans le centre de la Nouvelle-Écosse et à Joggins (Stea et al., 1986), une altération du till inférieur et la présence de lentilles de sédiments intercalés entre les tills. MacEachern et al. (1984) ont décrit un paléosol entre les tills inférieur et supérieur dans l'est de la région. En outre, à plusieurs endroits très éloignés les uns des autres, des stries anciennes orientées vers le sud-est ont été altérées et vernies de rouille avant qu'une réavancée glaciaire ne vienne partiellement rafraîchir l'affleurement. Enfin, des restes d'éléphants pléistocènes ont été découverts près d'Elmsdale (Livingstone, 1951), à Antigonish (W. Shaw, St. Francis Xavier University, communication personnelle, 1984) et dans l'île du Cap-Breton, près de Baddeck et de la rivière Middle (Piers, 1915). Au site de la rivière Middle, un fémur trouvé sur la plaine inondable actuelle a été daté à 31,9 ka (13 au tableau 5-1; Grant et King, 1984). La datation Th/U de dépôts non glaciaires des baies East, Castle et St. Lawrence, dans l'île du Cap-Breton, donne des âges échelonnés de 80 à 22 ka (par ex., 8 au tableau 5-1), ce qui semble confirmer l'hypothèse d'un retrait glaciaire au Wisconsinien moyen, du moins dans certaines régions côtières de la presqu'île néo-écossaise.

Tills récents

La texture et la provenance des tills de surface sont variables. Comme l'ont montré Stea et Fowler (1978) et Stea et O'Reilly (1982), la plupart de ces tills sont typiquement

minces et discontinus et leur lithologie reflète celle des roches sous-jacentes. Ils ont été manifestement déposés par des calottes glaciaires centrées sur la Nouvelle-Écosse, principalement sur les hautes terres de l'Atlantique (Atlantic Uplands) et les basses terres du Cap-Breton. Une des conséquences du développement de ces calottes glaciaires locales a été l'inversion des directions d'écoulement glaciaire dans certains secteurs. Dans la région de Yarmouth, ces tills récents (Till de Beaver River) sont décrits par Grant (1980b) comme étant immatures, peu compacts, sableux et blocailleux. Ils ont été présumément mis en place par un écoulement peu vigoureux associé à la calotte glaciaire du mont South. Dans le centre de la Nouvelle-Écosse, un till corrélatif, le Till de Rawdon (Stea et Finck, 1984), est attribué à des glaces qui s'avançaient dans le bassin des Mines (Minas Basin) depuis un centre situé près des hautes terres d'Antigonish. Dans le nord de la province, Stea et al. (1986) ont interprété le Till de Shulie Lake comme ayant été déposé par un courant glaciaire tardif qui s'avançait dans la baie de Chignecto et qui provenait d'un centre de dispersion situé dans le sud-est du Nouveau-Brunswick. Pour ce qui est de l'île du Cap-Breton, D.R. Grant (données inédites) a postulé l'existence d'un écoulement radial tardif associé à une calotte glaciaire centrée sur les basses terres; cette calotte glaciaire a déposé des tills également minces et discontinus et, lors de son retrait, elle a construit des formes morainiques mineures.

Peu de données sont disponibles sur la chronologie de l'avancée et du retrait glaciaires au Wisconsinien supérieur. Des âges ^{14}C indiquent que les glaces s'étaient déjà retirées du bassin des Mines à 14,3 ka (57 au tableau 5-1), du mont South à 11,7 ka (55 au tableau 5-1) et de la partie externe de la baie de Fundy à 14,1 ka (56 au tableau 5-1).

Dépôts fluvioglaciaires et fluviatiles

Les formes et les dépôts produits par des eaux de fonte au cours de la dernière déglaciation sont une composante mineure des dépôts superficiels, mais ils contribuent dans une large mesure à corroborer la configuration du retrait des masses glaciaires qui ont déposé le till de surface. Ces formes glaciaires indiquent que dans l'ensemble de la province, l'écoulement glaciaire était essentiellement radial et que le retrait s'est effectué de façon concentrique vers l'intérieur des terres à partir de l'océan Atlantique, de la baie de Fundy et du golfe du Saint-Laurent, sauf dans la partie ouest des hautes terres de Cobequid et dans les basses terres adjacentes, où la dernière avancée glaciaire provenait du détroit de Northumberland. Le drainage proglaciaire s'effectuait donc librement dans le sens de la pente régionale. Les petits eskers et les terrasses fluvioglaciaires mineures présentes dans certaines des grandes vallées attestent l'existence de trois grands centres de dispersion: la calotte glaciaire du mont South (Railton, 1972), la calotte glaciaire dite d'Antigonish qui recouvrait les comtés de l'est, ainsi que la masse glaciaire de Bras D'Or et une petite carapace de glace sur les hautes terres du Cap-Breton. Ces dépôts constituent d'importantes ressources granulaires, et c'est pourquoi ils font l'objet d'une cartographie détaillée et d'essais approfondis (par ex., Wright, 1985).

Les dépôts fluviatiles postglaciaires sont normalement associés aux principaux corridors fluvioglaciaires; les plus vastes longent les rivières Annapolis, Cornwallis, La Have, Shubenacadie, Stewiacke et Margaree. Les tronçons inférieurs de ces cours d'eau connaissent présentement une phase de remblaiement alluvial causé par la remontée du niveau marin.

Formes de marge glaciaire

Les moraines susceptibles de marquer les positions successives du retrait de la marge glaciaire sont rares. Exception faite des moraines formées en mer, et dont il sera question dans la section sur les dépôts marins, aucune moraine frontale n'a été reconnue le long de la côte atlantique de la Nouvelle-Écosse, si ce n'est quelques rares crêtes de till mineures dont l'axe est perpendiculaire à la direction de l'écoulement glaciaire. Grant (1980b, p. 35) a décrit, sur la côte de la baie St. Marys, une crête massive sculptée dans des tills plus anciens lors de la dernière avancée glaciaire régionale, apparemment au cours d'une halte importante, un peu avant 14 ka. Un vaste complexe de marge glaciaire s'étend à l'est de la rivière Apple le long du flanc nord des hautes terres de Cobequid; Stea et al. (1986) l'ont interprété comme marquant la position du retrait de la marge glaciaire vers 12 ka, plutôt que la limite glaciaire du Wisconsinien supérieur comme l'avait proposé Grant (1977b). Dans l'île du Cap-Breton, dans la région de Sydney-Mira Bay, un large alignement de dépôts juxtaglaciaires marque une halte du retrait de la masse glaciaire centrée sur le lac Bras D'Or, tandis que de petits arcs morainiques au lac O'Laws et à Whycocomagh pourraient représenter les positions corrélatives de glaciers émissaires. En outre, de petites crêtes juxtaglaciaires à Margaree Harbour et à Inverness semblent s'être formées au contact des glaces du Cap-Breton avec un glacier provenant de l'Île-du-Prince-Édouard; ces crêtes pourraient être antérieures au dernier retrait glaciaire, comme d'ailleurs les vastes champs de kames aux environs de Chéticamp. Des moraines frontales associées à la calotte glaciaire des hautes terres du Cap-Breton sont présentes dans les vallées au débouché de glaciers émissaires à Pleasant Bay, à Red River et à Ingonish. Sur le plateau, il existe des crêtes plus récentes qui, avec les chenaux juxtaglaciaires creusés sur les versants, permettent de suivre le retrait glaciaire jusqu'à plusieurs petits centres de dispersion glaciaire. Aucune de ces moraines n'a été datée de façon à corroborer les diverses hypothèses avancées au sujet de l'histoire de la déglaciation. Les seules données fermes disponibles au sujet de la chronologie de la déglaciation sont quelques dates basales obtenues ici et là sur des sédiments de lacs et de tourbières; ces dates s'échelonnent de 10 à 12 ka et indiquent que la plupart des régions étaient alors déglacées.

Inversion climatique tardiglaciaire

À une douzaine de sites, des sédiments organiques relativement jeunes sont recouverts de sédiments minéraux (sites montrant l'épisode de refroidissement du Dryas récent à la fig. 5-7b; voir aussi Mott et al., 1986). Les âges de sept d'entre eux (47 à 53 au tableau 5-1) varient de 11,4 à 10,3 ka. Le nombre de sites, leur distribution et le court intervalle chronologique indiqué suggèrent que la production organique a été interrompue et remplacée par l'accumulation de débris minéraux sur une grande région. La nature des sédiments sus-jacents est de toute première importance pour la compréhension de cet événement. À plusieurs sites, le recouvrement sédimentaire est constitué

d'un diamicton peu caractéristique qui pourrait être d'origine colluviale. À quelques endroits, il pourrait s'agir d'un till, ce qui suggérerait une réavancée mineure de glaces résiduelles, ou un nouvel épisode d'englacement comme Borns (1965, 1966) l'avait proposé. Quelles qu'en soient les implications au point de vue glaciaire, Mott et al. (1986) attribuent l'événement à un brusque refroidissement climatique provoqué par la migration vers le sud du front polaire dans l'Atlantique Nord, comme l'ont proposé Ruddiman et McIntyre (1973) pour expliquer les événements concomitants (réavancée glaciaire et refroidissement climatique) du Dryas récent en Europe.

Dépôts marins

Les sédiments marins postglaciaires forment deux séquences, l'une comportant une série de deltas et une nappe graveleuse régressive produits au cours du relèvement isostatique tardiglaciaire sur les côtes de la baie de Fundy et l'autre, un recouvrement silto-argileux transgressif dont le dépôt est attribué à une remontée plus récente du niveau marin dans toute la région. Les implications générales de l'âge et de l'altitude de ces dépôts seront examinées dans une perspective régionale dans la section sur les paléoniveaux marins; pour l'instant, nous nous intéresserons à certains aspects stratigraphiques locaux de ces dépôts.

Des graviers soulevés le long de la côte de la baie de Fundy forment des placages délavés par les vagues sur des versants de till, des crêtes de plage et de grands deltas juxtaglaciaires. Parmi les deltas juxtaglaciaires, les plus significatifs sont ceux de l'anse Sandy (Goldthwait, 1924, p. 100) et de Margaretsville (Hickox, 1962, p. 32), de même qu'une série de deltas en bordure du bassin des Mines (Minas Basin) à Parrsboro, que Swift et Borns (1967) ont dénommés Formation des Five Islands. Les deltas de l'anse Sandy et de Margaretsville ont été édifiés en bordure de la calotte glaciaire du mont South pendant que sa marge nord longeait la côte; d'après Grant (1980b, p. 452), cette phase de retrait serait légèrement antérieure à 14 ka. Les dépôts du bassin des Mines ont été mis en place par un inlandsis dont la marge longeait le flanc nord des hautes terres de Cobequid et qui a construit une grande terrasse marine et des deltas juxtaglaciaires à la sortie des défilés (Stea et al., 1986). Wightman (1980, p. 371), en se basant sur un âge de 14,2 ka (carbone total) obtenu sur des sédiments du fond de la baie (57 au tableau 5-1) (Amos, 1978) et sur les âges obtenus à la base de sédiments lacustres (par ex., 12,9 ka, 58 au tableau 5-1) occupant des kettles sur le delta, a attribué à la déglaciation un âge provisoire de 14 ka; Stea et Wightman (1987) (57 au tableau 5-1) corroborent cet âge. Collectivement, les lits marins graveleux sont donc directement liés au retrait glaciaire en Nouvelle-Écosse. En général, ces unités marines soulevées se sont déposées lors d'une invasion marine du Wisconsinien supérieur, appelée Mer de De Geer par Lougee (1953), lorsque la région de la baie de Fundy était déprimée sous la charge des masses glaciaires adjacentes. Le relèvement postglaciaire a entraîné la gauchissement de la croute de sorte que l'altitude de la limite supérieure de la séquence marine s'accroît vers le nord, en direction de la surcharge glacio-isostatique maximale, passant de zéro aux environs de Yarmouth à un maximum, pour la Nouvelle-Écosse, de 37 m au cap Chignecto (Stea, 1983). Les implications régionales de la configuration du gauchissement seront examinées plus loin, mais l'on peut déjà signaler, comme De Geer l'avait fait en 1892, que l'absence d'une invasion marine sur la majeure partie de la Nouvelle-Écosse est une indication d'une surcharge glaciaire peu importante ou, si l'on préfère, de la présence de glaces minces, ou peu étendues, ou des deux à la fois.

Le principal type de dépôts marins est une boue estuarienne récente (Silt d'Amherst; Grant, 1980b) qui s'accumule encore en milieu intertidal, dans les estuaires et en eaux calmes, à la faveur de la remontée du niveau marin. Ces plaines littorales supportent principalement une végétation de marais salants que, dans plusieurs secteurs, l'homme a isolés de la mer au moyen de digues pour en faire des pâturages. Les accumulations de boues les plus étendues et les plus épaisses sont celles de la partie amont de la baie de Fundy, où leur épaisseur dépasse parfois 50 m. Ces sédiments sont composés d'argiles et de silts finement laminés avec quelques rares horizons organiques intercalés; à plusieurs endroits, ils recouvrent un horizon d'humus terrestre ou une couche de débris forestiers. Les âges mesurés à la base de l'unité marine et à divers niveaux dans la séquence indiquent une remontée généralement régulière du niveau marin (marégraphique) depuis 5 000 ans, à un taux variant de 1 à 3 m/ka (Grant, 1970). Les configurations régionales des variations du niveau marin relatif déduites de ces séquences, ainsi que les interprétations des facteurs liés à la géodynamique et aux marées, seront discutées dans le cadre de la section portant sur l'analyse régionale des paléoniveaux marins.

Dépôts organiques

Sur le continent, la sédimentation postglaciaire se limite surtout à l'accumulation de tourbes sur les terrains marécageux et à la sédimentation dans les bassins lacustres. Les tourbières couvrent environ 3% de la province. Elles sont abondantes mais petites dans les hautes terres rocheuses et bosselées de l'Atlantique; elles sont plus grandes sur les plaines de till mince dans le sud-ouest des hautes terres et sur le plateau du Cap-Breton. Les sédiments tourbeux ont servi d'indicateurs généraux des événements climatiques majeurs (Auer, 1930) et ont permis une reconstitution détaillée des variations climatiques (Ogden, 1960). Les enregistrements postglaciaires les plus complets proviennent toutefois des sédiments lacustres, lesquels ont fait l'objet de plusieurs programmes détaillés de carottage. Livingstone et Livingstone (1958), Livingstone et Estes (1967) et Livingstone (1968) ont effectué les premières études portant sur l'île du Cap-Breton. Dans le sud de la Nouvelle-Écosse, Railton (1972) a surtout étudié les carottes en relation avec la déglaciation. Les données relatives à l'évolution climatique postglaciaire mise en évidence par ces carottes sont discutées dans un autre chapitre (Anderson et al., 1989). Outre leur intérêt stratigraphique, notamment pour leur enregistrement des variations paléoenvironnementales, les lacs et les tourbières sont importants pour les ressources et les écosystèmes qu'ils représentent.

Nouveau-Brunswick

L'étude systématique de la géologie quaternaire du Nouveau-Brunswick a débuté il y a plus d'un siècle, lorsque Matthew et Chalmers complétaient une série de cartes de la géologie des formations en surface couvrant la plus

grande partie de la région. Leurs observations de base sont encore valables de nos jours; d'ailleurs, la thèse de Chalmers selon laquelle la plupart des dépôts et des formes sont le résultat de calottes glaciaires locales est au cœur même des interprétations actuelles relativement à l'histoire de la glaciation et à la succession sédimentaire. Plus de 300 rapports sur divers aspects du Quaternaire ont été publiés depuis. Le plus récent (Rampton et al., 1984) constitue la première synthèse exhaustive du Quaternaire de l'ensemble de la province; il fait référence aux études mentionnées ci-haut et retrace l'évolution historique des concepts sur le Quaternaire. En se fondant sur une cartographie récente de l'ensemble du Nouveau-Brunswick et sur une réévaluation des données antérieures, Rampton et al. (1984) font une description complète des dépôts en surface et de leur morphologie, et présentent la première reconstitution de la séquence des événements quaternaires. C'est l'ouvrage à consulter pour quiconque désire avoir une connaissance approfondie de la géologie quaternaire du Nouveau-Brunswick; nous nous en sommes largement inspirés ici.

L'organisation et la séquence des dépôts du Nouveau-Brunswick (fig. 5-7) ressemblent à celles des dépôts de la Nouvelle-Écosse, en raison de la similitude du substratum rocheux et de la physiographie des deux provinces, qui ont apparemment connu une évolution géologique parallèle au Quaternaire.

Figure 5-10. Boules d'altération formant des tors au mont Big Bald, dans le nord du Nouveau-Brunswick. Ces formes de relief, largement répandues en subsurface, sont des blocs de granite, vestiges inaltérés de la désagrégation profonde du granite. Ces masses sphéroïdales, mises à nu par l'érosion récente des arènes granitiques encaissantes, témoignent d'une érosion minimale au Quaternaire. 203673-Z

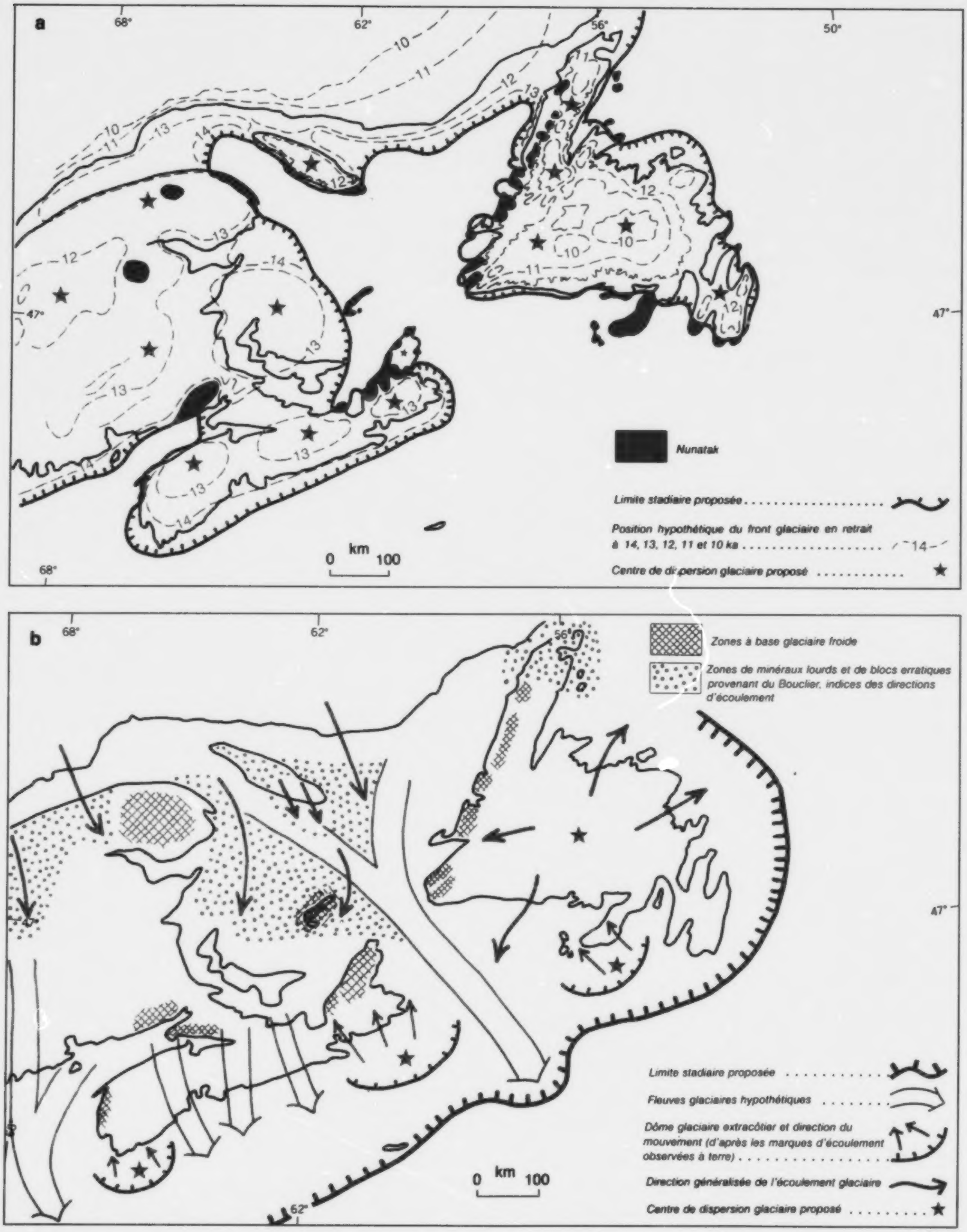
Substratum rocheux altéré d'âge préglaciaire ou quaternaire inférieur

Sur de grandes régions, en particulier dans la partie nord des hautes terres de Miramichi et dans les hautes terres Calédoniennes, des roches altérées existent sous diverses formes et à diverses profondeurs. L'altération du substratum rocheux varie d'une faible désagrégation mécanique à une transformation diagénétique chimique généralisée. Il est significatif de noter que ces régions sont dépourvues d'empreintes glaciaires nettes, quoique le régolite y soit localement recouvert de till (Gauthier, 1980b). Le terrain présente plutôt une remarquable maturité fluviale; un réseau profondément encaissé de vallées dendritiques y est incisé dans les pénéplaines pré-quaternaires. Dans certains secteurs des basses terres qui ont été englacées, notamment le long de la vallée de la rivière Saint-Jean, le régolite repose souvent sous le till.

Dans les hautes terres, la désagrégation mécanique du substratum rocheux pourrait être interprétée comme étant relativement récente, voire postglaciaire, étant donné la vigueur actuelle de la gélivation à ces altitudes. Cependant, le saprolite décrit par Wang et al. (1981) et les grandes étendues de boules de granite et d'arènes granitiques profondes (Gauthier, 1980b; Veillette et Nixon, 1982) suggèrent une évolution beaucoup plus longue et un climat plus tempéré que celui des interglaciaires du Quaternaire. La présence de tors formés de boules d'altération dans le terrain arénisé du mont Big Bald (fig. 5-10) peut donner l'impression d'une altération récente, mais il est possible également que la mise en relief des tors soit simplement le résultat d'incendies de forêt répétés qui auraient accéléré l'érosion postglaciaire des arènes granitiques, dégageant ainsi les boules de granite. Dans les zones couvertes de forêts, ces boules de granite demeurent enfouies et ne sont visibles que dans les tranchées de routes.

La grande extension des aires de roche altérée a d'importantes implications autant sur les concepts mêmes du style de la glaciation que sur les applications pratiques de la géologie glaciaire. Même si l'altération était présumée avoir eu lieu surtout durant les intervalles non glaciaires du Quaternaire, elle signifierait que l'érosion glaciaire a été impuissante à déblayer les débris altérés et qu'elle était faible ou peu fréquente, surtout dans les hautes terres. Gauthier (1980b) a examiné la distribution des altérites dans la partie septentrionale des hautes terres, en relation avec la présence d'erratiques sommitaux et des placages de till; selon lui, les glaciers les plus récents ont recouvert les zones les plus élevées, mais il s'agissait de glaciers à base froide qui étaient effectivement gelés jusqu'au substratum et qui ne pouvaient donc glisser sur leurs lits ni éroder la surface. En revanche, Rampton et al. (1984) ont jugé cette hypothèse non valide du point de vue paléogéographique; étant donné qu'il existe par endroits des formes manifestement juxtaglaciaires en bordure de zones altérées, notamment autour des hautes terres Calédoniennes, ils soutiennent que les hautes terres altérées se trouvaient au-delà de la limite de plusieurs avancées glaciaires, au moins au-delà de la limite glaciaire du Wisconsinien supérieur (fig. 511a). Bien que Seaman (1985) ait présenté certains faits à l'encontre de cette interprétation, l'hypothèse d'un glacier à base froide reste valable (fig. 5-11b) puisqu'elle semble expliquer mieux que toute autre des relations similaires observées dans les régions adjacentes (Gaspésie, îles de la Madeleine et île du Cap-Breton).

La présence de ce manteau de roche altérée complique la prospection glaciosédimentaire, puisque les caractéristiques géochimiques d'une zone minéralisée ne sont pas nécessairement uniformes et que les tills peuvent être enrichis ou appauvris en tel ou tel autre élément, selon qu'ils sont dérivés de roches altérées ou non. En outre, la possibilité d'un régime glaciaire à base froide complique énormément les hypothèses à envisager dans le cadre de modèles de dispersion glaciaire dans la province.


a
68°
62°
56°
50°
47°
10
11
12
13
14
Nunatak
Limite stadiaire proposée
Position hypothétique du front glaciaire en retrait à 14, 13, 12, 11 et 10 ka
Centre de dispersion glaciaire proposé
0 km 100
b
Zones à base glaciaire froide
Zones de minéraux lourds et de blocs erratiques provenant du Bouclier, indices des directions d'écoulement
Limite stadiaire proposée
Fleuves glaciaires hypothétiques
Dôme glaciaire extracôtier et direction du mouvement (d'après les marques d'écoulement observées à terre)
Direction généralisée de l'écoulement glaciaire
Centre de dispersion glaciaire proposé

CGC

Dépôts non glaciaires du Wisconsinien moyen et dépôts antérieurs

Presque tous les dépôts et formes quaternaires ont une origine glaciaire, et la plupart datent présumément du Wisconsinien supérieur. Afin de reconnaître des unités antérieures au Wisconsinien supérieur, il faudrait qu'elles soient sous-jacentes à des sédiments du Wisconsinien supérieur ou que leur âge ^{14}C soit supérieur à 25 ka. Trois dépôts de cette catégorie sont connus. Près de Sussex, un lit organique sous-jacent au till est daté à >35 ka (14 au tableau 5-1). L'unité contient un assemblage de macrofossiles de climat tempéré et du bois dont les rapports d'acides aminés sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus sur des lits organiques interglaciaires en Nouvelle-Écosse (N.W. Rutter, Université de l'Alberta, Edmonton, communication personnelle, 1986). Elle est donc attribuée à l'Interglaciaire sangamonien, tout comme l'est la plate-forme d'abrasion marine sous-jacente au till près de Rockport. Le deuxième dépôt se trouve près de Hillsborough; il s'agit de restes d'un mastodonte dans la tourbe et le silt d'un étang occupant une doline (Squires, 1966). L'os est daté à 13 600 ± 220 BP (15 au tableau 5-1) et la tourbe encaissante à >43 000 BP (16 au tableau 5-1). Ces deux âges ont fait conclure à Schroeder et Arsenault (1978) que les os appartenaient à un éléphant postglaciaire tombé dans une tourbière beaucoup plus ancienne. Le bois provenant des coprolites associés a été daté à 37,2 ka (17 au tableau 5-1), de sorte que Grant (in Blake, 1983, p. 9) a plutôt attribué ce fossile à un interstade du Wisconsinien moyen. Toutefois, le pollen présent dans les sédiments organiques indique un âge interglaciaire (R.J. Mott, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1987). Les seuls autres dépôts antérieurs aux unités glaciaires décrites plus loin sont les manteaux de débris colluviaux et résiduels couvrant des territoires qui étaient présumément au-delà des limites de la dernière glaciation.

Dépôts du Wisconsinien supérieur

Il n'existe virtuellement pas de séquences de nappes de till superposées qui pourraient représenter une succession d'épisodes glaciaires. Il existe toutefois une séquence à deux tills dans la haute vallée de la rivière Saint-Jean (Rampton et al., 1984, fig. 10), où un till brun recouvre un till gris qui a été localement oxydé en milieu subaérien. En général, le till de surface est le seul qui soit visible dans la province. La séquence de phases glaciaires décrite ci-après est basée entièrement sur les recoupements des marques d'écoulement glaciaire, principalement des stries.

Le till de surface a généralement la texture d'un loam ou d'un loam sableux, en raison de la grande variété des roches qui ont été broyées et mélangées. La teneur en éléments figurés est maximale sur les terrains de roches dures. Autrement, il n'est pas encore possible d'établir une classification ou une différenciation texturale rigoureuse à partir des cartes existantes. Les cartes pédologiques disponibles constituent cependant une bonne source d'information sur les textures, puisque les tills tenant lieu de roches mères y sont décrits. La couleur varie en fonction de la texture et reflète les principaux terrains dont dérivent les tills. Des tills de fond et et des tills d'ablation sont présents; ces derniers ont une épaisseur moyenne de plus de 10 m au nord et sont plus abondants au fond des vallées et sur les lignes de partage glaciaire où l'écoulement glaciaire était ralenti ou nul (glaces stagnantes), produisant un dépôt bosselé ou formant des crêtes.

Morphologiquement, la surface du till présente la variété habituelle de formes morainiques. Une zone de moraines fuselées et de formes profilées bien marquées existe dans le coin sud-ouest de la province, jusqu'où s'étend une partie du champ de drumlins du Maine; une autre zone semblable forme une vaste ceinture autour des flancs sud et est des hautes terres septentrionales de Miramichi, et une autre, plus petite, existe sur l'isthme de Chignecto. La surface du till varie généralement de vallonnée à ondulée, mais des moraines bosselées et côtelées existent aussi dans certaines vallées et sur certaines lignes de partage glaciaire. Ces moraines côtelées sont généralement perpendiculaires à la direction d'écoulement glaciaire indiquée par les stries. Des moraines de De Geer, dont la forme et l'espacement sont toutefois moins réguliers que ceux des moraines généralement désignées sous ce nom au Canada, sont présentes le long de la vallée de la rivière Nepisiguit, où le front glaciaire est présumé s'être retiré en eaux marines profondes. Les moraines frontales, majeures ou mineures, sont rares; les alignements les plus imposants longent la côte de la baie de Fundy et le flanc nord des hautes terres Calédoniennes. D'autres existent le long de la baie des Chaleurs, et à proximité de Plaster Rock et de Lorne. Prises collectivement, ces formes morainiques viennent corroborer les directions d'écoulement glaciaire et les positions du retrait des marges glaciaires déduites des directions des stries et des directions d'écoulement des eaux de fonte.

◄

Figure 5-11. Extension des glaciers du Wisconsinien supérieur: a) «hypothèse minimaliste», fondée sur la morphologie et la stratigraphie continentales b) «hypothèse maximaliste», fondée principalement sur la stratigraphie de la plate-forme continentale et sur des considérations théoriques.

Séquence des événements glaciaires; phases lacustres et marines

Des indices d'écoulements glaciaires très anciens existent localement dans le secteur de Bathurst, où des écoulements glaciaires vers le continent et vers la mer ont été suivis d'un épisode d'altération, puis d'une nouvelle avancée glaciaire vers l'est. L'écoulement glaciaire vers le continent est attribué à un centre de dispersion glaciaire situé sur les bancs de la Madeleine, appelé Centre glaciaire d'Escuminac (fig. 5-11a). Le plus ancien des écoulements glaciaires majeurs est une avancée glaciaire vers l'est qui a envahi toute la région à partir de centres de dispersion situés dans les Appalaches du Québec ou dans le Maine. L'incursion des glaces laurentidiennes est apparemment limitée à la haute vallée de la rivière Saint-Jean, la seule région où des erratiques du bouclier semblent avoir pénétré (fig. 5-11b). Cette glaciation pourrait être antérieure au Wisconsinien puisque les stries qui lui sont associées sont localement oxydées (rouillées) puis recoupées par d'autres stries plus récentes. Par contre, le till associé à cette avancée glaciaire repose sur une tourbe possiblement interglaciaire près de Sussex, et des stries orientées dans cette direction d'écoulement sont inscrites sur une plate-forme marine présumément interglaciaire à proximité de Rock-

port. En outre, cette avancée suit la même trajectoire que le premier événement glaciaire majeur en Nouvelle-Écosse, lequel est probablement d'âge wisconsinien inférieur sinon plus ancien.

Les centres locaux de dispersion glaciaire ont pris de l'importance après la première incursion majeure de glaces externes. Six épisodes, dont la vigueur et l'extension ont diminué successivement, sont reconnus; ils sont tous attribués au Wisconsinien supérieur, faute d'indices d'une déglaciation entre les épisodes. Au cours du premier épisode, ou Phase de Chignecto, il y avait coalescence des glaces provenant de trois centres de dispersion: au nord, les glaces centrées sur le nord du Maine et la Gaspésie formaient un lobe vigoureux dans la baie des Chaleurs, et un écoulement général vers le sud dans la partie occidentale de la province. Toutefois, cet écoulement ne semble pas avoir dépassé 500 m d'altitude dans les hautes terres septentrionales, où existait alors un grand nunatak. Dans les basses terres, un dôme central, le Centre glaciaire de Gaspereau, limité à l'ouest par les glaces venant du nord, s'avançait vers le nord jusqu'à la baie des Chaleurs et vers le sud jusqu'à la baie de Fundy. Il était limité à l'est par un glacier centré sur la partie ouest de l'Île-du-Prince-Édouard, qui s'avançait sur la péninsule de Tracadie et dans l'isthme de Chignecto. Les hautes terres Calédoniennes n'étaient pas englacées et se dressaient en bordure d'un rentrant côtier où le niveau marin relatif atteignait 48 m, donc un niveau beaucoup plus élevé que sur les régions côtières adjacentes qui sont demeurées englacées plus tardivement. Rampton et al. (1984, p. 44) situent entre 15 et 18 ka l'âge de l'épisode de Chignecto. Ils mettent en relation la marge de cette avancée glaciaire avec la limite maximale du Wisconsinien supérieur dans le nord de la Nouvelle-Écosse, telle que proposée par Grant (1977b).

Durant l'épisode suivant, ou Phase de Bantalor, les glaces du nord sont demeurées actives, et le Lac glaciaire Nepisiguit occupait les vallées intramontagneuses des hautes terres septentrionales. Cependant, les glaces de Gaspereau ne pouvaient plus franchir la péninsule de Tracadie; elles demeuraient au bas des flancs des hautes terres Calédoniennes, se terminaient dans la mer à Saint John et construisaient de gros segments morainiques plus à l'est. La moraine frontale de Saint John date d'au moins 13,1 ka (62 au tableau 5-1), et la baie de Fundy était déjà déglacée vers 14,4 ka (61 au tableau 5-1). Le Centre glaciaire d'Escuminac s'était déplacé plus à l'est sur l'Île-du-Prince-Édouard, d'où il continuait à projeter des glaces dans la baie de Chignecto.

Les épisodes glaciaires ultérieurs représentent en grande partie les phases du retrait des glaces du nord, lesquelles ont dominé l'histoire de la déglaciation après que le Centre glaciaire de Gaspereau et les autres centres des basses terres méridionales eurent cessé leur activité. La Phase de Millville-Dungarvon représente une halte importante, d'après les corrélations proposées d'une série de formes juxtaglaciaires qui s'étendent de la baie des Chaleurs, autour du flanc ouest des hautes terres où de petits lacs proglaciaires ont été endigués à un moment ou à un autre dans plusieurs vallées, jusqu'aux lobes des régions de Tuadook et de Renous, qui se prolongeaient vers le sud-ouest, traversant la rivière Saint-Jean pour atteindre les lacs Chiputneticook. La dépression périphérique de la croûte permettait à la Mer de De Geer de remonter loin vers l'amont de la vallée. D'après les datations exécutées sur des coquilles associées à la submersion marine, l'âge de cet épisode est estimé à 12,7 ka; il serait donc du même âge que la réavancée de Robinsons Head à Terre-Neuve (Brookes, 1977b; 37 au tableau 5-1) et que les Moraines de Piedmont dans l'ouest de Terre-Neuve (Grant, 1972a). Les glaces s'étaient déjà retirées de la côte est du Nouveau-Brunswick vers 12,6 ka (59 au tableau 5-1).

Lors de l'avant-dernier épisode, ou Phase de Plaster Rock-baie des Chaleurs, la couverture glaciaire s'était contractée vers un centre situé dans le coin nord-ouest de la province, qui faisait probablement partie d'un dôme glaciaire se prolongeant vers l'est depuis le nord du Maine (Lowell, 1985). Les glaces de cet épisode ont fini par s'individualiser par rapport aux glaces gaspésiennes, lesquelles continuaient d'avancer dans la baie des Chaleurs où elles ont construit des moraines de kame marines entre 12,5 et 12,2 ka (60 au tableau 5-1). Dans le nord du Nouveau-Brunswick, les glaces s'écoulaient à la fois vers le nord, où elles remontaient la vallée de la rivière Saint-Jean, et vers le sud (Gauthier, 1980a). La Mer intérieure d'Acadia, qui était un prolongement de la Mer de De Geer, a envahi la partie nord de la vallée de la Saint-Jean lorsque les glaces se sont retirées plus au nord. Les derniers lambeaux des calottes glaciaires locales pourraient s'être désagrégés dans le secteur de Saint-Quentin vers 12,1 ka, bien qu'un dépôt de tourbe sous le till, et daté à 11 ka, puisse témoigner d'une réavancée ultérieure (R.J. Mott, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1987). Le dernier épisode est celui de la Phase de Madawaska. Au cours de cet épisode de régression marine et de rajustement glacio-isostatique, les eaux marines sont devenues moins profondes et plus douces, pour finir par disparaître tandis que se rétablissait le profil actuel de la rivière Saint-Jean.

Île-du-Prince-Édouard

Prest (1973) a illustré la distribution des dépôts et établi la séquence des événements quaternaires. La couverture de sédiments quaternaires est généralement peu épaisse et le substratum rocheux affleure à plusieurs endroits. Le till de surface ne couvre aucun dépôt plus ancien et, à l'exception d'un seul site où deux unités glaciaires sont superposées dans le coin sud-ouest de l'île, ce till semble représenter la seule nappe de sédiments glaciaires. Il forme généralement une couverture relativement continue d'une épaisseur maximale de 3 à 5 m, dont les faciès texturaux varient d'argileux à sableux selon la nature des roches sous-jacentes d'une part, et selon qu'il s'agit d'un till de fond ou d'ablation d'autre part. La provenance du matériel est locale, mais les erratiques granitiques du Nouveau-Brunswick abondent à l'extrémité ouest de l'île et se font nettement moins nombreux vers l'est. Un vaste système de dépôts stratifiés juxtaglaciaires couvre la moitié est de l'île; ces dépôts sont interprétés comme s'étant formés dans des zones de glaces stagnantes, lorsque la surface des tills était délavée par les eaux de fonte dans les dépressions. Les kames et les eskers sont rares dans la moitié ouest de l'île. Durant la submersion qui a accompagné la déglaciation, les eaux marines ont délavé tout le secteur situé à l'ouest de la baie de Malpèque, y laissant des placages de sable et quelques plages graveleuses. Des tourbes continuent de s'accumuler dans les dépressions du substratum et de la couverture morainique, et à certains endroits le long de la côte, où la remontée actuelle du niveau marin provoque la paludification des milieux. Des dépôts sableux

de marais salants s'accumulent actuellement dans les estuaires, pour la même raison.

Tous les événements quaternaires documentés dans l'île sont d'origine glaciaire et postglaciaire; aucun indice d'intervalles préglaciaires ou interglaciaires n'a été reconnu. Une séquence de mouvements glaciaires a été reconstituée entièrement à partir des recoupements de stries et de la dispersion des erratiques. Le premier mouvement reconnu est l'avancée vers l'est d'un inlandsis externe, qui provenait manifestement des Appalaches, à en juger par la décroissance vers l'est de la dispersion des erratiques granitiques du Nouveau-Brunswick. Cet événement a également été reconnu dans le sud du Nouveau-Brunswick et le nord de la Nouvelle-Écosse. Au cours d'une deuxième phase, les glaces se sont écoulées vers le sud à partir du golfe du Saint-Laurent; c'est peut-être lors de cet épisode qu'ont été mis en place les quelques erratiques du bouclier trouvés ici et là dans le nord et l'est de l'île (Prest in Wanless et al., 1978). Goldthwait (1924) a attribué cet événement au Lobe glaciaire de la baie des Acadiens, tandis que Rampton et al. (1984) l'attribuent à un centre de dispersion extracôtier, le Centre glaciaire d'Escuminac. Plus tard, l'île a été recouverte d'une calotte glaciaire dont l'écoulement était radial mais principalement orienté vers le sud en direction de la Nouvelle-Écosse. Durant les dernières phases, la marge glaciaire méridionale était canalisée latéralement vers les extrémités est et ouest du détroit de Northumberland, comme si elle avait été attirée vers les baies de vêlage qui remontaient les profonds chenaux sous-marins de la vallée de Shediac et de la cuvette du Cap-Breton (Cape Breton Trough).

Finalement, les eaux de la Mer de Goldthwait qui occupaient le golfe du Saint-Laurent ont envahi la région. L'extrémité ouest de l'Île-du-Prince-Édouard, affectée par la lourde surcharge des glaces du Nouveau-Brunswick, était plus déprimée que l'extrémité est, de sorte que le relèvement isostatique des paléorivages y a été plus marqué. L'altitude de la limite marine, après quelques modifications causées par la subsidence et la resubmersion, s'élève désormais vers l'ouest; elle est à peu près au niveau actuel de la mer près du centre de l'île et s'élève jusqu'à 25 m à son extrémité ouest. La datation de coquilles marines indique que la régression glacio-isostatique était déjà en cours avant 12 ka (63, 64 au tableau 5-1), tandis que des âges obtenus sur les sédiments d'un marais salant et sur les forêts submergées sous-jacentes mettent en évidence les effets de la subsidence qui a caractérisé la suite de l'Holocène supérieur (Frankel et Crowl, 1961; 65 au tableau 5-1; Kranck, 1972). L'étude palynologique de carottes de sédiments provenant de tourbières et d'étangs a permis de reconstituer l'évolution climatique postglaciaire (Anderson, 1980).

Terre-Neuve

Distribution des dépôts

Les principaux dépôts glaciaires de Terre-Neuve sont associés à trois principaux centres de dispersion glaciaire: la presqu'île Avalon, la péninsule Northern et la partie centrale des hautes terres de Terre-Neuve (fig. 5-11a). La disposition des modelés d'érosion et de sédimentation est manifestement le fruit d'écoulements glaciaires radiaux. Les zones centrales ou axiales de dispersion glaciaire sont caractérisées, soit par des régolites ou des sédiments glaciaires immatures et peu épais sur un relief préglaciaire à peu près intact, soit par d'épaisses accumulations glaciaires qui masquent localement de profondes vallées taillées dans le substratum et dont les formes généralement fuselées ou côtelées expriment clairement le caractère radial de l'écoulement. Des zones de tills plus minces entourent cette zone centrale; une zone de roche décapée et rabotée par l'érosion glaciaire longe la côte, où le till existe principalement sous forme de traînées morainiques à l'aval glaciaire de collines rocheuses.

Dans les parties élevées et éloignées du pourtour de l'île, notamment sur les péninsules de Burin, d'Hermitage et de Bonavista, dans la presqu'île Avalon et sur les hauts plateaux des monts Long Range, les terrains glaciaires sont caractérisés par un modelé nettement plus mature que celui, relativement frais, des terrains glaciaires qui occupent tout le reste de l'île et les altitudes plus basses (fig. 5-12a, b). Des blocs erratiques provenant de l'intérieur témoignent d'un englacement des zones altérées, mais le modelé morainique y a été adouci par la solifluxion, et les affleurements rocheux sont recouverts de pierrailles désagrégées. Deux zones d'altération y sont reconnaissables. La zone d'altération C, la plus élevée et présumément la plus ancienne des deux, a atteint un degré d'altération avancé: régularisation des versants de till, absence de creux et de bosses dans les sédiments glaciaires, recouvrement du substratum rocheux par des débris autochtones et oblitération des bosses et bassins rocheux (fig. 5-12a). La zone d'altération B, présumément beaucoup plus jeune, est un terrain glaciaire dont l'altération est intermédiaire et qui s'étend à plus basse altitude; les surfaces du till sont

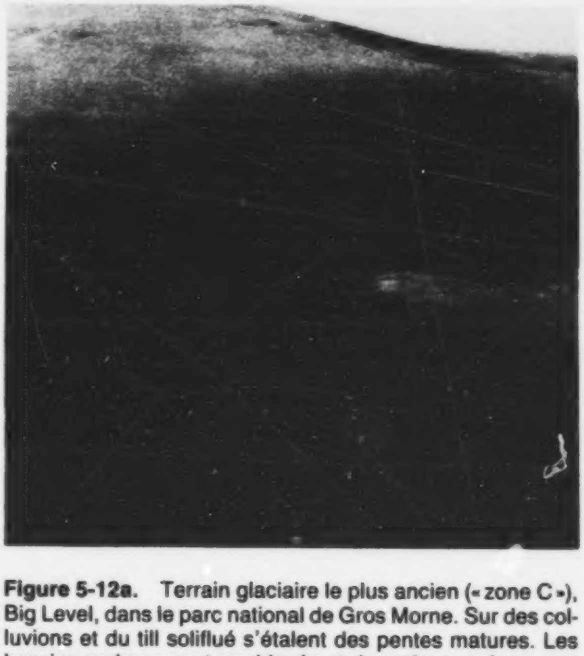


Figure 5-12a. Terrain glaciaire le plus ancien (« zone C »), Big Level, dans le parc national de Gros Morne. Sur des colluvions et du till soliflué s'étalent des pentes matures. Les bassins rocheux sont remblayés et de petits tors émergent dans le paysage. Ce terrain date probablement de l'étage isotopique 12 (environ 430 ka). 203673-O

modifiées mais conservent encore leurs caractères morainiques, et le substratum rocheux présente les premiers stades du développement de felsenmeer et d'arènes. Ces zones d'altération contrastent nettement avec les terrains glaciaires plus récents situés en contrebas (fig. 5-12b). La délimitation détaillée des terrains glaciaires jeunes, matures et anciens dans les fjords de l'ouest de Terre-Neuve (Grant, 1977b; Brookes, 1977a) révèle que la distribution de ces terrains est contrôlée par la topographie et que leur altitude augmente progressivement vers l'intérieur des terres.

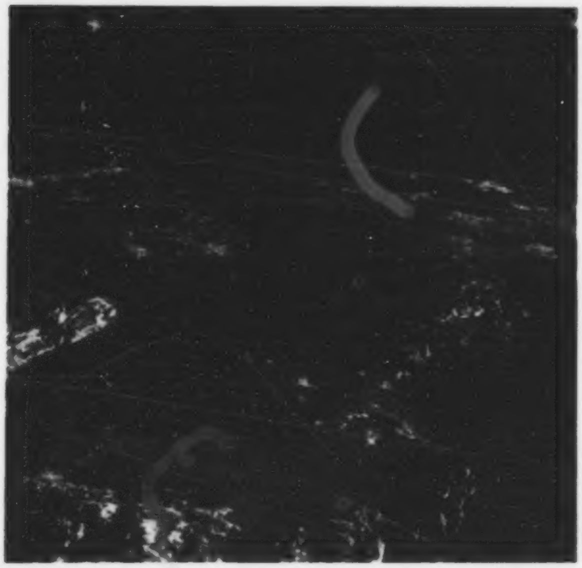


Figure 5-12b. Terrain glaciaire du Wisconsinien supérieur, dans le parc national de Gros Morne. Paysage typique du décapage aréolaire des glaciers, avec bassins rocheux, affleurements polis et blocs erratiques perchés. 203673-U

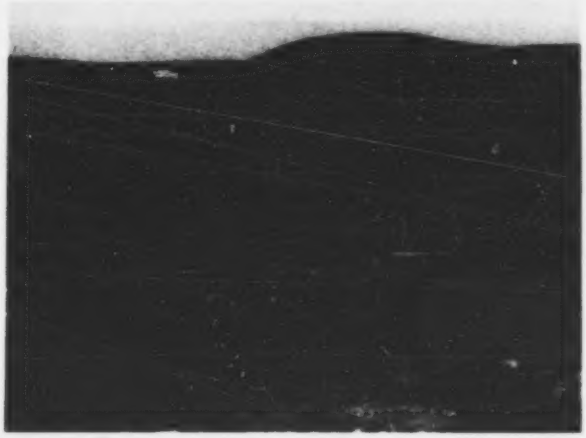


Figure 5-12c. Sommet non englacé, dans le sud des monts Long Range. De la pénéplaine préquaternaire, épargnée de l'action érosive des glaciers, émergent de gros tors (au premier plan). 203673-V

Deux petites zones, l'une comprenant quelques sommets mineurs des monts Long Range méridionaux qui surplombent la vallée de Codroy, l'autre comprenant quelques sommets des hautes terres de Blow Me Down autour de la baie des îles (Bay of Islands), sont entièrement dépourvues d'erratiques et de formes glaciaires (fig. 5-12c; Coleman, 1926; Brookes, 1977a). Le contact entre ces zones et le terrain glaciaire le plus mature en contrebas est très net. Ces zones ont atteint un degré avancé de désagrégation, et de rares tors pointent au-dessus des versants adoucis et dépourvus de relief. Ces zones sont interprétées comme étant les vestiges de pénéplaines pré-quaternaires.

Les dépôts juxtalaciaires forment habituellement des complexes d'eskers et de kames à l'intérieur des terres, où ils s'étalent radialement vers la mer à partir des principaux centres de dispersion glaciaire. Plus près de la côte, et dans des vallées majeures où les eaux de fonte se concentraient durant la déglaciation, les sédiments fluvioglaciaires forment des plaines d'épandage, qui passent latéralement aux sédiments marins vers l'aval. Ces dépôts fluvioglaciaires, de même que les chenaux juxtaglaciaires étagés sur les versants, représentent le système hydraulique glaciaire et, à ce titre, contribuent à la localisation des principales masses glaciaires résiduelles qui se sont formées durant la déglaciation (Grant, 1974b).

Vu la raideur générale des versants en région côtière, les dépôts marins émergés sont généralement limités à une zone étroite le long du littoral actuel. Il existe toutefois des exceptions dans les basses terres côtières de l'ouest et autour de la baie Notre Dame. En position distale par rapport aux principaux systèmes d'écoulement des eaux de fonte, les dépôts sont généralement composés d'un faciès littoral graveleux surmontant un faciès silteux d'eau profonde. Les fossiles, présents surtout dans les régions de roches carbonatées, ont été datés de façon à déterminer la chronologie de la déglaciation et les fluctuations du niveau marin depuis 14 ka. Les plus gros dépôts, et aussi les plus significatifs quant à l'histoire de la déglaciation, sont les moraines de kame massives et les deltas juxtaglaciaires. Ils se sont formés à la limite marine, au front de lobes glaciaires qui occupaient des vallées profondes. Ils représentent manifestement des haltes majeures du retrait glaciaire général, et certains pourraient marquer la limite d'extension des glaces durant le dernier maximum stadiaire. Ces formes, de même que les plages les plus élevées, le till modifié par l'action des vagues et les terrains rocheux dépouillés de leur couverture de dépôts meubles, définissent la limite supérieure de la submersion marine postglaciaire, dont l'altitude passe du niveau actuel de la mer dans l'isthme d'Avalon à 150 m en bordure du détroit de Belle Isle. Certaines de ces formes pourraient être associées à des déglaciations antérieures au dernier stade glaciaire, comme l'a proposé Grant (1980a), mais cela demeure une hypothèse. La disposition des isobases fondées sur l'altitude de ce plus haut rivage émergé, malgré qu'il y ait eu des modifications de détail entre De Geer (1892) et Rogerson (1982), appuie généralement l'idée d'un bombement isostatique centré sur l'île de Terre-Neuve, lequel résulterait de la désagrégation d'un complexe glaciaire centré sur l'île.

Wells et Pollett (1983) ont décrit les dépôts organiques largement répandus qui occupent les tourbières à carex et à sphaignes dans divers types de milieux et à différentes altitudes. En plus de représenter une importante ressource énergétique, ces dépôts tourbeux contribuent, avec les

carottes de sédiments lacustres, à la reconstitution de l'évolution climatique postglaciaire (Macpherson, 1982; Anderson et al., 1989).

Stratigraphie et géochimie des tills

La composition des tills n'a pas été étudiée à l'échelle régionale; cependant, elle a été étudiée localement dans des zones présentant de bons affleurements, et dans le cadre de travaux visant à établir des traînées de dispersion de blocs erratiques ou à expliquer des anomalies géochimiques. O'Donnell (1973) a comparé la dispersion des débris glaciaires et la géochimie des tills près de Gullbridge, dans une zone contenant des erratiques minéralisés d'origine inconnue. Alley et Slatt (1975) ont déterminé, à partir de la géochimie et de la distribution des erratiques, que des erratiques métallifères occupant une aire limitée provenaient d'une fenêtre de till plus ancien entourée d'un till de surface stérile. Dans un test des méthodes géochimiques selon différents contextes, Hornbrook et al. (1975) ont décrit en détail la géologie glaciaire et la composition chimique des matériaux superficiels en relation avec deux zones minéralisées enfouies. Ils ont constaté que le till basal en terrain drumlinisé constituait le meilleur matériau d'échantillonnage en prospection; autrement, on pouvait se servir des sédiments fluviatiles afin de diminuer l'aire de la zone d'exploration plus intensive. Dans la région du centre de dispersion glaciaire, Grant et Tucker (1976) ont délimité plusieurs anomalies de Ni-Cu-Pb-Zn dans les dépôts glaciaires d'une région caractérisée par plusieurs directions divergentes d'écoulement glaciaire. Ces exemples montrent que la prospection glaciosédimentaire et la recherche fondamentale sur la dispersion des minéraux ne font que commencer à Terre-Neuve; sur un terrain aussi riche en épais dépôts glaciaires, la prospection minérale fondée sur la dispersion d'indicateurs dans les sédiments glaciaires ne peut se faire qu'au prix de travaux beaucoup plus poussés.

L'étude de la stratigraphie quaternaire à Terre-Neuve en est encore au stade préliminaire. Coleman (1926) avait reconnu des terrains non englacés dans les hautes terres occidentales et divisé la séquence pléistocène en deux parties: d'une part, des dépôts glaciaires peu altérés et récents (dépôts « wisconsiniens »), et d'autre part, des dépôts glaciaires altérés et plus anciens (dépôts « jerseyens »). S'il est vrai que certaines de ses observations ne peuvent être corroborées, son schéma à deux groupes de sédiments demeure valable. MacClintock et Twenhofel (1940) ont étudié les dépôts autour de la baie St. Georges et divisé la séquence wisconsinienne en deux nappes de sédiments glaciaires séparées par une unité marine intercalaire. Brookes (1969, 1974) a confirmé ce schéma et l'a élaboré davantage. Dans les hautes terres occidentales, Grant (1977b) a reconnu trois phases glaciaires distinctes, d'après le recoupement de terrains glaciaires montrant une certaine maturité morphologique par des terrains plus récents. Cette séquence se retrouve également dans la région de Codroy (Brookes, 1977a), où il existe de plus des sommets qui n'ont jamais été englacés. En se basant sur les travaux antérieurs de Grant (1975c), Tucker (1979) et Tucker et McCann (1980) ont proposé l'existence de quatres phases glaciaires et d'un intervalle marin dans la péninsule Burin. Sur la foi des découvertes antérieures de Widmer (1950) dans la région de la péninsule Hermitage, Leckie (1979) a décrit pour sa part une histoire quaternaire à trois phases: développement d'une calotte glaciaire locale, invasion glaciaire provenant de l'intérieur de l'île, et séquence de submersions marines. Enfin, dans la région centrale de l'île, autour du lac Red Indian et dans les basses terres du lac Deer, Vanderveer et Sparkes (1982) ont reconstitué la séquence des écoulements glaciaires et corrélé les nappes de till avec les systèmes de stries glaciaires. Toutes ces études concourent à soutenir l'hypothèse déjà ancienne selon laquelle l'île de Terre-Neuve aurait été englacée en grande partie par un complexe de calottes glaciaires autonomes.

Séquence des événements

La plupart des dépôts et des formes quaternaires à Terre-Neuve sont d'origine glaciaire; leur disposition met clairement en évidence un complexe glaciaire centré sur l'île, qui a connu plusieurs phases d'expansion sans toutefois parvenir à franchir certains hauts sommets côtiers. Les glaces externes, ou laurentidiennes, n'ont atteint que l'extrémité nord de l'île, où elles se sont avancées jusqu'à une altitude de 300 m, et sont entrées en coalescence avec les glaces terre-neuviennes, peut-être jusqu'à Port au Choix au sud. Il n'y a pas d'erratiques du bouclier ailleurs sur la côte ouest qui puisse attester une incursion des glaces laurentidiennes; en outre, les trois limites glaciaires reconnues sont inclinées vers la mer. La figure 5-11a montre la disposition des divers centres secondaires de dispersion glaciaire de la calotte terre-neuvienne; certains de ces centres n'ont été actifs que lors des premières phases de l'englaciation ou des dernières phases de la déglaciation. À part cela, le seul centre de dispersion glaciaire qui n'était pas situé sur l'île est présumé s'être formé au sud de la péninsule Burin (Tucker et McCann, 1980), mais il pourrait s'agir d'une occurrence précoce des glaces d'Avalon ou d'une calotte glaciaire plus grande formée sur les Grands Bancs alors émergés.

Les indices d'un interglaciaire sont fragmentaires et, pour la plupart, indirects. Henderson (1972) a reconnu une plate-forme intertidale émergée qui serait liée à une stabilisation du niveau marin entre 3 et 10 m au-dessus du niveau actuel (Grant, 1980a). Aucun dépôt littoral associé n'a été trouvé dans la province, mais les relations établies entre une plate- forme corrélative ailleurs dans la région atlantique canadienne et des tills ou autres dépôts suggèrent un âge sangamonien. Un seul dépôt organique connu témoigne d'un milieu non glaciaire caractérisé par un climat tempéré semblable à celui de l'interglaciaire actuel; il s'agit de sédiments déposés en eaux saumâtres marines et occupant une dépression karstique à l'anse Woody, le long du détroit de Cabot (Brookes et al., 1982). Leur âge dépasse les limites de la datation au ^{14}C (1 au tableau 5-1) et est présumément sangamonien; toutefois, ces sédiments pourraient également dater d'un interglaciaire plus ancien, puisqu'ils indiquent un niveau marin beaucoup plus élevé que le niveau régional attesté par la plate-forme littorale attribuée au Sangamonien. Les seuls autres indices d'une phase non glaciaire sont les taches de rouille observées sur des affleurements présentant des facettes d'usure glaciaire (Grant, 1975c; fig. 5-13) et les études pédologiques portant sur les terrains glaciaires plus anciens (I.A. Brookes, Université York, Toronto, communication personnelle, 1983), qui révèlent l'existence de sols superficiels et de paléosols beaucoup plus rubéfiés que le

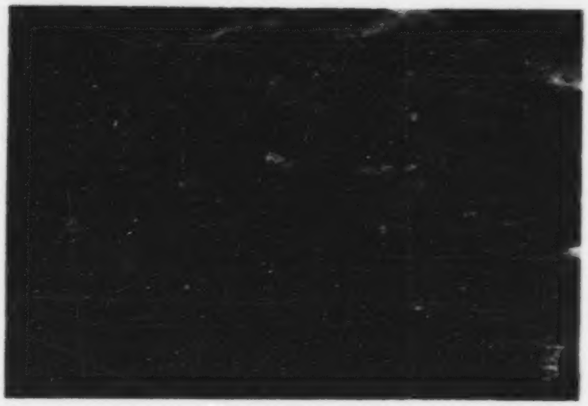


Figure 5-13. Facettes glaciaires entrecroisées, dans la péninsule Burin, à Terre-Neuve. Cet affleurement met en évidence une avancée glaciaire ancienne qui s'est faite du centre de la péninsule vers le sud, suivie d'un intervalle d'altération marqué par l'oxydation du till et de la surface rocheuse, auquel a succédé une dernière avancée glaciaire de la mer vers l'ouest, laquelle a poli une autre surface de l'affleurement. 203673-Q

podzol brun de 50 cm développé sur les sédiments glaciaires les plus récents.

La glaciation la plus ancienne qui, sur la foi de critères géomorphologiques (Grant, 1977b; Brookes, 1977a) et de relations stratigraphiques (Tucker et McCann, 1980), aurait précédé le dernier interglaciaire (étage 5 de la stratigraphie isotopique marine) est celle qui s'est avancée le plus loin en mer et qui a atteint les plus hautes altitudes dans les fjords de l'ouest. Son altitude maximale varie de 600 m dans la partie nord des monts Long Range à seulement 400 m aux environs du détroit de Cabot. Elle pourrait dater de l'étage 12 de la stratigraphie isotopique marine, lequel est aussi le premier épisode de glaciation maximale mis en évidence dans les sédiments marins au large de la plate-forme continentale (Alam et Piper, 1977).

La deuxième avancée, qui comme la première pourrait être antérieure au Wisconsinien et qui provenait manifestement de centres de dispersion analogues, s'est approchée à moins de 100 m de la limite maximale de tous les temps. Un paléorivage soulevé, présumément associé à la submersion glacio-isostatique causée par cette deuxième phase, a été reconnu par Tucker et al. (1982) dans les secteurs des péninsules Hermitage et Burin. Au cours de cette glaciation, ou d'une autre d'âge intermédiaire, des glaces provenant apparemment d'un centre de dispersion situé sur les Grands Bancs (qui devaient être partiellement émergés durant les glaciations) se sont avancées vers le nord, en direction de la terre, et ont recouvert la péninsule Burin. Cette glaciation intermédiaire est attribuée provisoirement à l'étage isotopique 6 (Illinoien), que les sédiments marins documentent comme étant la deuxième glaciation en importance dans la région.

La dernière phase glaciaire est évidemment la mieux connue et est relativement bien datée. Son maximum, qui correspond vraisemblablement au maximum stadiaire du Wisconsinien supérieur, a eu lieu entre 13 et 14 ka, d'après des datations sur des coquilles provenant de sédiments marins sous- jacents et sus-jacents au till (35, 36, 38, 39 au tableau 5-1). Les glaces s'écoulaient vers la mer à partir des régions intérieures; dans les basses terres occidentales, elles ont érigé de grandes moraines de piémont qui forment une boucle à quelques kilomètres au large de la côte. Grant (1977b) a publié une interprétation de la limite externe approximative de cette glaciation. Par rapport à cette reconstitution, la limite externe proposée par Tucker (1979) pour la péninsule Burin est située un peu plus à l'intérieur des terres, et celle proposée par Rogerson (1982) pour le détroit de Belle Isle l'est encore davantage. Prest (1984) a employé ces limites dans son interprétation de l'extension glaciaire minimale au Wisconsinien supérieur. Peu importe la limite externe exacte de cette glaciation, les dernières glaces se sont retirées vers un certain nombre de centres de dispersion distincts (fig. 5-11a), lesquels ont été localisés à l'aide de la disposition des indicateurs d'écoulement glaciaire, des chenaux juxtaglaciaires et des eskers (Grant, 1974b). Ces formes sont disposées à diverses altitudes, suggérant que la position des principales zones d'accumulation de neige était le facteur déterminant dans ce milieu maritime de faible relief. Comme le niveau marin était élevé lors de la déglaciation, les fronts glaciaires baignaient en mer à maints endroits et des deltas marins juxtaglaciaires ont été construits à l'embouchure ou à la tête de la plupart des grandes vallées émissaires (Jenness, 1960; Tucker, 1974; voir 31, 35, 41 au tableau 5-1). Ils marquent vraisemblablement des stabilisations du front glaciaire à la suite des phases d'intense vêlage; étant donné la rareté des datations, on ne peut toutefois exclure la possibilité d'un contrôle climatique. La Moraine de Ten Mile Lake (Grant, 1969b) marque une stabilisation de la marge glaciaire; elle a été construite au cours d'une réavancée culminant dans la mer à 11 ka (28, 46 au tableau 5- 1). Comme cette réavancée a suivi une longue période de retrait par vêlage, elle pourrait représenter une crue résultant d'un rajustement du profil glaciaire. Cependant, comme il existe une bonne corrélation chronologique entre cette avancée glaciaire et l'épisode de détérioration climatique du Dryas récent qui a affecté une grande partie de l'Atlantique Nord et qui se présente partout dans la région comme une interruption du réchauffement associé à la déglaciation (Anderson, 1983; MacPherson et Anderson, 1985; Mott et al., 1986), la moraine est interprétée comme étant la réaction glaciaire locale à un intervalle climatique frais. D'après Waitt (1981), une autre ceinture morainique dans la péninsule Northern daterait de 8 à 9 ka. Bien que la configuration du retrait glaciaire final puisse être reconstituée à l'aide des modelés glaciaires, et que sa chronologie le long de la côte externe puisse être établie par la datation de coquilles marines (26, 27, 29, 30, 32-34, 40, 42-45 au tableau 5-1), les étapes de la déglaciation et leur chronologie restent obscures, et même problématiques vu l'ancienneté étonnante des âges obtenus sur des sédiments lacustres dans l'arrière-pays (par ex., 45 au tableau 5-1). De petites moraines se nichent dans certains cirques sur les sommets de l'ouest de l'île, mais aucune n'a encore été datée et la nivation continue d'y rafraîchir les escarpements. Des glaciers rocheux fossiles occupent certains versants où la glace de sol a remobilisé les éboulis et les moraines latérales.

Les variations du niveau marin, bien que liées aux phases glaciaires dans la plupart des cas, ont suscité une attention toute particulière et font actuellement l'objet d'études thématiques. Grant (1980a) a présenté un tableau général de la situation. Le plus ancien paléorivage est une plate- forme littorale émergée dont l'altitude au-dessus du niveau actuel de la marée varie de 3 à 10 m; elle a été préservée localement sous des tills plus récents dans le sud de Terre-Neuve. Ce paléorivage a été reconnu par Henderson (1968) dans la presqu'île Avalon, retrouvé par Brookes (1977a) en bordure du détroit de Cabot, et cartographié par Tucker et al. (1982) dans les péninsules Hermitage et Burin. La péninsule Hermitage est la seule région dans laquelle des paléorivages intra-wisconsiniens ont été inférés (Leckie, 1979). La plupart des paléorivages datent du Wisconsinien supérieur et de l'Holocène et sont liés à la dernière déglaciation et au relèvement isostatique qui l'a accompagnée. Les variations spatiales de la limite marine, telles qu'illustrées par Grant (1980a) ou par Rogerson (1982), mettent clairement en évidence un bombement de la croûte causé par la décharge glacio-isostatique des parties centrales de l'île. Il existe des isobases pour un seul niveau marin subséquent lors de la déglaciation, celui de la « Surface de Bay of Islands » (Flint, 1940); elles concordent avec la tendance générale des isobases de la limite marine. Grant (sous presse) a mis en corrélation la Surface de Bay of Islands et la réavancée de Ten Mile Lake, suggérant ainsi que l'inlandsis en expansion a imposé une stabilisation gravitaire du niveau marin. Les datations disponibles pour les niveaux marins intermédiaires sont rares et parsemées sur l'île, et il n'existe que deux courbes du niveau marin relatif. La courbe des basses terres côtières septentrionales montre une émersion régulière qui se poursuit essentiellement encore aujourd'hui (Grant, 1972a). Celle de la côte du centre ouest (Brookes, et al., 1985) indique que l'émersion s'est terminée vers 6 ka et qu'elle a été suivie d'une phase de submersion. D'autres données obtenues ici et là sur l'île suggèrent que la moitié méridionale de l'île est en phase de submersion, présumément à cause du déplacement d'un bourrelet glacio-isostatique périphérique subsident.

Quinlan et Beaumont (1982) ont combiné les données sur la déglaciation, les rajustements isostatiques de la croûte et les variations du niveau marin dans des modèles numériques. Ces modèles montrent que les variations observées du niveau marin relatif sont conformes à celles qui auraient vraisemblablement suivi le retrait glaciaire à partir des limites du Wisconsinien supérieur postulées par Grant (1977b). Les limites glaciaires reconstituées sur la foi de données géologiques sont donc corroborées par des modèles théoriques qui mettent en relation les variations observées du niveau marin avec le relèvement isostatique de la croûte.

Golfe du Saint-Laurent

Nos connaissances sur la géologie quaternaire de cette région nous viennent surtout d'une cartographie régionale des sédiments et de la morphologie du fond de cette vaste mer bordière. Les données provenant des îles de la Madeleine constituent un chaînon fondamental entre les événements quaternaires inférés pour la partie méridionale du golfe et ceux, mieux connus, de la Nouvelle-Écosse et de l'Île-du-Prince-Édouard. De même, les données portant sur l'île d'Anticosti étendent à la partie septentrionale du golfe nos connaissances des épisodes de la glaciation laurentidienne sur le Bouclier canadien. En somme, il est maintenant possible d'intégrer en un ensemble cohérent les grandes lignes de l'histoire quaternaire du golfe et l'interprétation plus détaillée du Quaternaire des territoires adjacents.

Régions sous-marines

Loring et Nota (1973) ont présenté une interprétation des échantillons prélevés au fond du golfe sur une grande étendue. Conolly et al. (1967) ont documenté des données stratigraphiques importantes, tandis que Monahan (1971) et Shearer (1973) ont préparé des reconstitutions de la géologie glaciaire fondées sur des données géomorphologiques. Les affleurements rocheux sont rares, sauf au voisinage des côtes et sur une partie des bancs de la Madeleine. Le till forme, dans une grande partie de la région, une mince couverture subsuperficielle recouverte de boues marines postglaciaires. Dans ses affleurements sur le rebord méridional du chenal Laurentien, le till a une lithologie qui correspond à celle des strates rouges permocarbonifères sous-jacentes. Ailleurs, le fond marin est composé de sable graveleux sur les bancs et les plates-formes jusqu'à une profondeur de 100 m, après quoi le sable se mêle à la boue recouvrant les chenaux profonds (voir la carte des dépôts superficiels dans Keen et Williams, 1989). Comme il ne s'est pas encore fait de travaux de carottage ni de sondages sismostratigraphiques et que les matériaux superficiels sont en grande partie le produit de la sédimentation marine et du vannage postglaciaires, la stratigraphie quaternaire de la région est fort peu connue. Dans la plupart des cas, il n'est même pas déterminé si les matériaux superficiels sont des sédiments postglaciaires, ou s'il s'agit plutôt de matériaux résiduels ou dérivés des sédiments sous-jacents.

Loring et Nota (1969) ont étudié la provenance des assemblages de minéraux lourds pour déterminer les cheminements du transport sédimentaire et en déduire les mécanismes d'accumulation des sables et des boues sur les fonds marins. Trois grandes aires de dispersion ont été reconnues. La plus étendue est composée d'un assemblage d'amphiboles et de pyroxènes en provenance du Bouclier canadien; elle couvre la partie septentrionale du golfe et comporte des traînées qui se prolongent vers l'Île-du-Prince-Édouard et atteignent l'extrémité nord de l'île du Cap-Breton (fig. 5-11b). Si l'on présume que les sables superficiels contenant cet assemblage de minéraux sont dérivés de débris glaciaires, seule une avancée majeure des glaces laurentidiennes pourrait expliquer leur présence, de même que la présence sporadique d'erratiques cristallins autour des îles de la Madeleine. Cette avancée des glaces laurentidiennes est corroborée par une traînée de débris carbonatés qui s'étend vers le sud-est de l'île d'Anticosti sur un terrain de roches clastiques. Deux assemblages de provenance locale sont présents dans la partie sud du golfe: l'un est situé autour des îles de la Madeleine et est caractérisé par le zircon, l'autre est situé au nord de l'Île-du-Prince-Édouard et est caractérisé par l'anatase et la tourmaline. Ce deuxième assemblage appuie la thèse de la formation d'une calotte glaciaire locale sur l'île vers la fin de la glaciation. Outre ces trois grandes aires de dispersion, il pourrait exister une suite de minéraux lourds métasédimentaires provenant des environs de la baie des Chaleurs. Cette suggestion cadrerait assez bien avec les

données terrestres qui mettent en évidence un courant glaciaire majeur s'avançant à l'est de la baie. Finalement, les assemblages minéraux de l'île du Cap-Breton n'ont pas été reconnus dans les sédiments du golfe, ce qui semble en accord avec l'interprétation selon laquelle l'île aurait été atteinte par des glaces provenant du nord et que la calotte glaciaire locale n'aurait dispersé que peu de débris dans le golfe du Saint-Laurent. Ainsi, sauf dans la région au nord de l'Île-du-Prince-Édouard, la glaciation semble s'être limitée à une incursion majeure des glaces laurentidiennes vers le sud, les calottes glaciaires satellites ne s'étant pas avancées très loin au large des côtes. Les données provenant de l'île d'Anticosti, des îles de la Madeleine et de Terre-Neuve s'harmonisent avec cette interprétation.

Des données plus spécifiques sur la position des marges glaciaires dans l'est du golfe sont compatibles avec les interprétations formulées pour les territoires adjacents. Monahan (1971; fig. 1) a décrit plusieurs crêtes morainiques frontales, dont deux moraines arquées au large des embouchures de Bonne Baie et de la baie des Îles (Bay of Islands), lesquelles servaient d'exutoires principaux aux glaces terre-neuviennes. Une moraine interlobaire s'étend au sud du banc Beaugé, où convergeaient deux glaciers principaux occupant les chenaux Esquiman et d'Anticosti. Une moraine de retrait, semblable à celle du détroit de Cabot et appelée Moraine Laurentienne par Fader et al. (1982), est inférée pour le chenal Laurentien. Shearer (1973) a proposé deux positions majeures de la marge glaciaire, l'une qu'il attribue aux glaces du Bouclier canadien occupant la bordure nord du chenal Esquiman, l'autre sur la bordure sud-est du chenal au large de la péninsule de Port au Port. Toutes ces observations concourent à démontrer que les glaces laurentidiennes n'ont pas envahi Terre-Neuve, mais plutôt qu'elles étaient en coalescence avec les glaces terre-neuviennes dans le détroit de Belle Isle et qu'elles étaient canalisées vers le golfe du Saint-Laurent.

Les données sous-marines actuelles ne permettent pas d'établir la chronologie de la glaciation du golfe, du retrait glaciaire ou de la formation des moraines. Cependant, Conolly et al. (1967) ont présenté des données stratigraphiques pertinentes qui proviennent de carottes de sédiments dans le chenal Laurentien. Leurs séquences de 12 m présentent une unité superficelle grise qu'ils attribuent à un retrait glaciaire vers l'intérieur des terres avant 11 ka. Quelques mètres plus bas dans les carottes, deux diamictons rouge brique très minces contenant des cailloux sans usure glaciaire sont intercalés dans d'épais sédiments glaciomarins. Ces « tills » sont interprétés comme des débris glaciels provenant surtout des terrain rouges carbonifères et déposés par délestage dans la zone de vêlage d'une plate-forme glaciaire. Aucun till n'a été pénétré, ce qui suggère que les glaciers qui ont sculpté le chenal Laurentien l'ont creusé à ses dimensions actuelles bien avant le dépôt de ces sédiments. Le seul dépôt daté associé à la glaciation est un dépôt marin proglaciaire daté à 10,2 ka (66 au tableau 5-1), qui repose sur des sédiments glaciomarins et qui est présumément dérivé du substratum rocheux des bancs de la Madeleine et déposé par un glacier qui avançait vers le nord-est (Loring et Nota, 1973, p. 126). Cet événement, s'il est daté correctement, pourrait être associé à l'activité tardive d'une masse glaciaire résiduelle centrée sur l'Île-du-Prince-Édouard ou au nord de l'île.

Îles de la Madeleine

Ce petit archipel renferme des indices extrêmement précieux sur le style, la séquence et l'âge des événements glaciaires et non glaciaires dans le centre du golfe du Saint-Laurent. La dissection profonde du relief, la régularisation avancée des versants, l'absence de formes manifestement glaciaires et les assemblages inhabituels de matériaux superficiels sont autant d'énigmes qui se posent aux chercheurs depuis plus d'un siècle. Les îles ont-elles été englacées ou non et, dans l'affirmative, à quel moment? Quels processus ont mis en place les dépôts? Il ne fait aucun doute que le paysage des îles est inhabituel, et que les dépôts sont ambigus. Les travaux récents de Prest et al. (1977) et de Grant et al. (1985) ont révélé des faits nouveaux et clarifié plusieurs questions, mais il subsiste toujours des contradictions et des divergences d'opinion.

Dans l'état actuel des connaissances, la séquence des formations superficielles est composée de sept unités principales: un substratum rocheux profondément altéré, un complexe interglaciaire de graviers littoraux et de tourbes terrestres, un till, un diamicton substratifié d'origine problématique (Drift de Demoiselle), des graviers juxtaglaciaires locaux et une moraine frontale, des colluvions, et d'anciens cordons littoraux de l'Holocène supérieur. Le substratum rocheux fortement altéré, observé localement sur des roches volcaniques sans toutefois avoir été analysé, suggère que les îles ont presque échappé a l'érosion glaciaire.

L'unité la plus importante est celle des graviers littoraux enfouis, accompagnés de lits tourbeux intercalaires. Il semble s'agir des vestiges d'un système de plages semblables aux tombolos actuels; il a été observé jusqu'à 20 m d'altitude. L'unité comporte deux membres graveleux, un membre inférieur oxydé et localement cimenté de fer ou de calcite, et un membre supérieur meuble et propre qui contient des cailloux dérivés du membre inférieur. Les deux membres sont interprétés comme représentant deux phases de niveau marin élevé, séparées par une phase de régression et d'altération subaérienne. L'unité inférieure est composée principalement de roches cristallines provenant du Bouclier canadien; elle pourrait représenter une glaciation laurentidienne antérieure (sans nappe de till correspondante) ou tout simplement resulter du transport glaciel saisonnier, semblable aux processus actuels qui amènent sur les plages de nombreux erratiques provenant de la rive nord du golfe. Ces dépôts littoraux interglaciaires soulevés sont corrélés provisoirement avec la plate-forme soulevée observée ailleurs dans la région, d'où la suggestion que les deux membres de cette unité littorale correspondent aux deux pics du niveau marin lors du dernier interglaciaire (étages 5a et 5e de la stratigraphie isotopique marine).

À six endroits, les dépôts littoraux contiennent des interlits organiques (18 à 22 au tableau 5-1). La paléoécologie de l'un d'eux, à Portage du Cap, met en évidence une forêt thermophile comparable à la forêt actuelle (Prest et al., 1977); un autre dépôt, au Bassin, révèle un long épisode de réchauffement marqué par le passage d'une toundra arbustive à une forêt de chênes et de pins suggérant un climat plus chaud que l'actuel. Les âges Th/U obtenus sur cette dernière unité vont de 89 à 106 ka (Vernal et al., 1986; 19 au tableau 5-1). Les données polliniques et les datations permettent d'attribuer ce complexe littoral au Sangamonien (Mott et Grant, 1985).

Dans tous les sites, les lits interglaciaires reposent sous un diamicton qui, à trois sites, est un till de fond argilo-silteux, compact et rigide, contenant des galets striés. L'action glaciaire est également mise en évidence par des déformations glaciotectoniques. À Portage du Cap, les lits de gravier sont déformés en plis isoclinaux, tandis qu'à Boisville et Des Buttes, l'assemblage de tourbes et de graviers est interprété comme étant un lambeau allochtone qui a été poussé sur plus d'un kilomètre vers l'intérieur des terres jusqu'à une altitude de 40 m. Dans plusieurs îles, le substratum rocheux a subi localement un froissement plastique formant des plis en chevrons qui enveloppent des graviers marins plus jeunes (Dredge et Grant, 1987). Les chevauchements et les cisaillements sont dirigés vers l'est et le sud-est, peu importe la pente locale, ce qui semble écarter la possibilité d'une déformation par des mouvements de masse non glaciaires. Les gros erratiques cristallins trouvés sur les îles méridionales (Prest et al., 1977), le manteau de blocs cristallins observé sur l'une des îles centrales et le dépôt juxtaglaciaire qui recouvre presque toute l'île de la Grande Entrée (la moraine frontale de Coffin Island décrite par Alcock, 1941) témoignent d'une avancée des glaces laurentidiennes dans la région. Parmi les nombreux indices d'une incursion des glaces laurentidiennes, figure la suite de minéraux lourds laurentidiens qui s'étale vers le sud sur l'ensemble des bancs de la Madeleine (Loring et Nota, 1973). La moraine d'Alcock pourrait être une moraine de retrait, ou encore représenter la limite d'une avancée plus récente. Sur la foi des déformations glaciotectoniques, l'invasion des glaces laurentidiennes est postérieure au Sangamonien; elle est peut-être corrélative de la grande invasion glaciaire du Wisconsinien inférieur(?) qui s'est avancée loin au sud et a recouvert la Gaspésie, le Nouveau-Brunswick et la Nouvelle-Écosse.

Les observations relatives aux événements subséquents plus récents sont ambiguës et contradictoires. Les graviers, les tourbes et les tills sont surmontés d'une couverture de sédiments substratifiés, sableux et brun rougeâtre, appelés Drift de Demoiselle, lequel recouvre aussi une grande partie de la surface rocheuse et contient des fragments subanguleux composés surtout de roches volcaniques locales. Certains auteurs croient qu'il s'agit d'un till puisqu'il contient des cailloux striés; d'autres croient qu'il s'agit d'un dépôt glaciomarin à cause des stratifications. Au site du Bassin, ce diamicton semble passer graduellement au till sous-jacent, dont il doit donc être un faciès apparenté. Il pourrait s'agir d'un till de fusion sous-glaciaire, ou encore d'un dépôt sous-marin de plate-forme glaciaire. Cependant, il n'existe aucun indice clair d'une submersion marine qui puisse confirmer une origine marine. Contrairement aux autres régions du golfe où la submersion marine est attestée par des limites de délavage, des plages, des terrasses et des pavages de graviers, il n'y a aucune de ces formes ou dépôts aux îles de la Madeleine. Une rupture de pente à une altitude de 30 ou 40 m, souvent identifiée comme marquant la limite des actions littorales, a en fait une altitude variable et semble correspondre au contact des grès tendres avec les culots volcaniques plus durs (Sanschagrin, 1964). Elle représente vraisemblablement la limite d'une ancienne surface d'érosion (pré-quaternaire?). Le Drift de Demoiselle couvre des versants bien régularisés comme s'ils avaient été soumis à une phase prolongée de solifluxion, puis entaillés par des vallons à fond plat. Ces formes pourraient être indicatives d'une longue phase périglaciaire qui serait contemporaine d'une phase glaciaire ailleurs dans la région.

Le plus récent des dépôts significatifs du point de vue de la stratigraphie du Quaternaire est un mince lit de tourbe datée entre 11,3 et 10,6 ka (67, 68 au tableau 5-1), sur laquelle repose une unité de sable et de boue pierreuse qui ressemble superficiellement au Drift de Demoiselle mais qui est vraisemblablement un dépôt colluvial plus jeune. Cette séquence indique un refroidissement climatique tardiglaciaire, corrélatif de l'oscillation attribuée à une avancée du front polaire vers le sud au Dryas récent (Mott et al., 1986).

Il y a eu remontée du niveau marin à l'Holocène supérieur. Cette transgression a construit des cordons littoraux, qui forment maintenant des tombolos reliant les îles et retenant des lagunes étroites. Certaines formes suggèrent une récente fluctuation mineure du niveau marin. En effet, les tombolos prennent appui sur une falaise qui est désormais fossile, et les gradins de plage soulevés ou fossile sont maintenant tronqués, comme si le niveau marin avait déjà été plus élevé d'environ un mètre et qu'il s'était abaissé légèrement pour ensuite remonter.

En résumé, la séquence des événements quaternaires comprend un interglaciaire chaud caractérisé par un niveau marin plus élevé, une avancée majeure d'un inlandsis, une période de colluvionnement ou de sédimentation glaciomarine (plate-forme glaciaire), une réavancée possible des glaces laurentidiennes marquée par la formation d'une moraine frontale, une inversion climatique vers la limite entre le Wisconsinien et l'Holocène, et une remontée holocène du niveau marin, peut-être marquée par une fluctuation récente.

Île d'Anticosti

Les premiers travaux de reconnaissance avaient suggéré à leurs auteurs que l'Inlandsis laurentidien avait complètement recouvert l'île d'Anticosti au cours du Wisconsinien supérieur et qu'il n'y avait eu qu'une phase de submersion glacio-isostatique jusqu'à environ 76 m et après 13 ka (Bolton et Lee, 1960; Prest, 1970). Afin de justifier son tracé de la limite glaciaire du Wisconsinien supérieur au nord de l'île, Grant (1977b) a repris une interprétation de Fernald (1925) qui, à l'examen des assemblages floristiques, avait conclu que la glaciation était plus ancienne. Toutefois, les travaux récents de Dubois et al. (sous presse) montrent que l'île d'Anticosti a été presque complètement englacée au Wisconsinien supérieur; ils mettent en évidence trois avancées glaciaires d'extension successivement décroissante, auxquelles sont associées deux unités glaciomarines ou marines juxtaglaciaires qui semblent couvrir un long intervalle de l'étage wisconsinien (Painchaud et al., 1984; Gratton et al., 1984; St-Pierre et al., 1985; Bigras et al., 1985; St-Pierre et al., 1987). Le sommaire suivant est basé sur ces travaux, notamment le dernier.

Trois tills contenant des débris provenant du Bouclier canadien marquent les avancées multiples des glaces laurentidiennes. Leur lithologie et leur teneur en carbonates témoignent de l'influx des débris cristallins du bouclier relativement aux débris calcaires de provenance locale. Le plus ancien des événements documentés est une transgression marine non glaciaire qui a dépassé 100 m d'altitude. Le dépôt glaciaire le plus ancien, le Till de Rivière à la

Patate, est gris, compact, silteux (50 % de silt) et pierreux, et sa fabrique indique un écoulement vers le sud-est; son âge est estimé à plus de 85 ka sur la foi des rapports d'acides aminés provenant des sédiments marins sus-jacents. Le Till de Rivière Jupiter, le deuxième till de la séquence, est plus grossier (34 % de sable) et plus riche en carbonates (72 %), et a été mis en place par un écoulement glaciaire vers le sud-ouest. Il passe latéralement à un dépôt glaciomarin fossilifère qui contient des coquilles datées à 36,0 ka (23 au tableau 5-1) et qui est interprété comme représentant une submersion glacio-isostatique d'au moins 84 m provoquée par une avancée des glaces laurentidiennes au Wisconsinien moyen. La limite glaciaire se trouvait alors sur le littoral sud de l'île, une extension qui ne sera jamais dépassée par la suite. Des coquilles provenant de la partie supérieure du till leur fait déduire que cette avancée glaciaire à culminé vers 29 ou 30 ka (24, 25 au tableau 5-1), lorsque le niveau marin relatif se situait entre +84 et +122 m sur l'île.

Les sédiments glaciomarins et littoraux sus-jacents au till témoignent d'un retrait glaciaire subséquent. Ils indiquent que le niveau marin, présumément sous l'effet du relèvement différentiel, s'est abaissé au moins jusqu'au niveau actuel sur la côte sud de l'île. Dans les régions intérieures de l'île, une importante période d'érosion et de sédimentation fluvioglaciaire et fluviatile a succédé au dépôt du Till de Rivière Jupiter. L'extension latérale de l'érosion et de la sédimentation suggère qu'une calotte glaciaire résiduelle a peut-être persisté sur le plateau central (Bigras et al., 1985), alors que la majeure partie de l'île était déglacée.

Le troisième till déposé par les glaces laurentidiennes, le Till de l'Île d'Anticosti, recouvre les deux autres, son aspect et les directions d'écoulement glaciaire qui lui sont associées sont d'ailleurs comparables. Ce till s'étend de part et d'autre de l'île, mais se termine sur le littoral sud, où il est interstratifié avec des sédiments glaciomarins déposés dans une mer dont le niveau atteignait +55 m entre 15 et 13 ka (69, 70, 71 au tableau 5-1). Ces datations sont considérées représentatives de l'âge du maximum glaciaire du Wisconsinien supérieur dans cette région, de sorte que ce troisième till représenterait la limite méridionale des glaces laurentidiennes dans le nord du golfe du Saint-Laurent. Il semble très peu probable que les glaces se soient avancées sous forme de glaciers ancrés dans les embranchements profonds du chenal Laurentien, ainsi que l'ont d'ailleurs proposé Gratton et al. (1986). Cependant, il n'est pas exclu qu'une plate-forme glaciaire se soit avancée plus au sud, du moins dans le chenal Laurentien, ce qui expliquerait la présence du Drift de Demoiselle aux îles de la Madeleine et des diamictons caillouteux rouges dans le chenal Laurentien (Conolly et al., 1967).

Le retrait des glaces laurentidiennes de l'île entre 12 et 11 ka (72, 73 au tableau 5-1) a été accompagné d'une transgression marine atteignant jusqu'à 60 m d'altitude sur le littoral sud et 70 m sur le littoral nord de l'île (Bigras et al., 1985). Lors de la déglaciation, une calotte glaciaire satellite s'est séparée de l'inlandsis et a mis en place le Till de Sainte-Marie, dont la composition très calcaire est attribuée à son origine locale. Une réavancée ultérieure de la calotte résiduelle a culminé en mer et a contruit la Moraine de Sainte-Marie. Après la déglaciation, le niveau marin relatif s'est abaissé, d'abord assez rapidement (0,2 m/ka) pour atteindre 30 m vers 9 ka, et ensuite plus graduellement (0,025 m/ka) jusqu'au niveau actuel.

Dans l'ensemble, ces résultats constituent le premier cadre chronostratigraphique de l'activité de l'Inlandsis laurentidien dans le nord du golfe du Saint-Laurent. Les avancées majeures sont documentées et relativement bien datées, et les limites stadiaires du Wisconsinien supérieur ont été cartographiées et datées. Ces interprétations ont d'importants répercussions quant aux limites possibles des glaces ancrées dans le golfe et quant à l'extension et à l'âge des glaces qui ont occupé la plate-forme continentale plus au sud.

Gaspésie

Le Quaternaire de la Gaspésie est un maillon essentiel de la reconstitution régionale, puisqu'il aide à clarifier les relations entre l'activité des calottes glaciaires appalachiennes locales et l'invasion des glaces laurentidiennes. Les premiers travaux ont été des études thématiques locales (Bell, 1863; Chalmers, 1887b, 1906; Goldthwait, 1911; Alcock, 1935, 1944; Flint et al., 1942). Les interprétations portant sur l'ensemble de la péninsule par Coleman (1922) et McGerrigle (1952) ont été des points tournants, car elles ont lancé un débat qui se poursuit encore aujourd'hui et qui s'articule autour des questions suivantes: La région a-t-elle été entièrement englacée? Les glaces étaient-elles uniquement laurentidiennes ou étaient-elles également d'origine locale? Quels ont été le rang relatif, l'âge et la durée de chaque glaciation? Des élements de réponse sont apportés à ces questions grâce aux travaux de cartographie systématique et de stratigraphie détaillée; l'essentiel de ces travaux est résumé dans les synthèses stratigraphiques publiées par Lebuis et David (1977) et par David et Lebuis (1985). L'interprétation de David et Lebuis (1985) a été retenue dans l'exposé qui suit; bien qu'elle porte essentiellement sur la moitié occidentale de la péninsule, nous croyons qu'elle vaut également pour la partie orientale, où les travaux de cartographie sont d'ailleurs en cours (LaSalle et al., 1985b).

Dépôts en surface

La cartographie systématique étant encore incomplète, nous ne pouvons guère donner qu'une vue d'ensemble de la distribution des dépôts et formes quaternaires en relation avec les paysages. D'après Gray et al. (1981), la frange côtière septentrionale comprend des côtes rocheuses, des plates-formes rocheuses littorales, quelques sédiments littoraux et, à l'embouchure des vallées, de rares accumulations de sédiments proglaciaires. Les vastes plateaux qui forment la moitié nord de la péninsule sont généralement rocheux et recouverts de minces dépôts colluviaux; les sommets situés à plus de 1 100 m comportent des tors et sont recouverts de champs de blocs de type « felsenmeer »; il y existe aussi des placages de till aplanis par la solifluxion et la géliturbation. Les vallées profondes qui s'encaissent dans ces surfaces selon un réseau orthogonal ont des versants abrupts couverts de colluvions; les fonds de vallée étroits sont occupés par des dépôts glaciaires et postglaciaires. Les accumulations de till les plus épaisses et les plus étendues forment deux zones qui traversent la péninsule en suivant les vallées des rivières Matapédia et Cascapédia. Les interfluves au voisinage de ces zones de till portent des marques d'abrasion glaciaire. La moitié est de la péninsule est caractérisée par des pénéplaines inclinées vers le sud avec en surface un placage de régolite, des

taches indistinctes de till et des erratiques éparpillés. Une troisième zone de till et des poches de sédiments marins bordent la baie des Chaleurs.

Succession sédimentaire et séquence des événements quaternaires

Lebuis et David (1977) ont reconnu quatre tills superposés. La séquence stratigraphique commence par des graviers surmontés de sédiments varvés qui pourraient indiquer l'approche des glaciers. Ces dépôts sont surmontés par le Till de Tamagodi, qui a été mis en place par l'écoulement d'abord vers le nord-est, ensuite vers le sud-est, d'une calotte gaspésienne locale. Ce till est profondément oxydé par endroits et pourrait donc être antérieur au dernier interglaciaire; sinon, il a été altéré durant un long interstade wisconsinien. Les erratiques provenant du batholite de McGerrigle ont subi une dispersion radiale au cours de la phase initiale de cette calotte glaciaire.

Le Till de Langis a été déposé lors de la principale incursion des glaces laurentidiennes et a été dispersé vers le sud sur toute la largeur de la péninsule par un courant glaciaire s'écoulant vers la baie des Chaleurs. Plusieurs indicateurs lithologiques, de provenance laurentidienne et appalachienne, permettent de reconstituer les directions régionales de l'écoulement glaciaire. D'après de nombreuses analyses de la lithologie et des minéraux lourds ainsi que l'observation des stries, David et Lebuis (1985) ont conclu que les glaces laurentidiennes ont traversé l'ouest de la péninsule. Vers l'est, les nappes de till et les trainées d'erratiques se fondent aux colluvions et au substratum altéré et comportant de rares erratiques.

D'après David et Lebuis (1985), toute la péninsule a été englacée au Wisconsinien supérieur. Les concentrations variables d'erratiques, les contacts francs entre les terrains couverts de till ou de marques d'érosion glaciaire et les surfaces couvertes de régolite ou de felsenmeer, ainsi que la préservation de surfaces et de sols pré-quaternaires sont tous attribués aux différences de température à la base des glaces. Selon ces mêmes auteurs, des glaces à base tempérée recouvraient les zones caractérisées par des dépôts et modelés glaciaires typiques (essentiellement les vallées et les basses terres), tandis que des glaces à base froide s'étendaient sur les zones qui en sont dépourvues. Ainsi, le gel de la semelle du glacier sur son lit aurait favorisé la préservation des surfaces, des modelés et des dépôts pré-existants. Ce régime à base froide semble avoir prédominé dans les régions élevées, où la glace était mince, et dans les basses terres méridionales, où l'écoulement glaciaire était divergent. La présence d'erratiques dispersés, de placages de till d'ablation et de régolite déformé par glacitectonique prouve que les glaces ont effectivement recouvert ces terrains « non glaciaires » (LaSalle et al., 1985b). Une caverne dont l'âge est supérieur à 230 ka a survécu à l'érosion glaciaire, ce qui est peut-être significatif (Roberge et Gascoyne, 1978).

Cette hypothèse d'un régime glaciaire à base froide lève plusieurs des contradictions qui subsistaient à propos de la géologie glaciaire de la Gaspésie, tout comme elle explique la préservation de dépôts anciens et la juxtaposition de surfaces récemment englacées à des surfaces plus anciennes dans le nord du Nouveau-Brunswick, sur l'île du Cap-Breton, à Terre-Neuve et aux îles de la Madeleine. Toutefois, l'âge attribué à l'avancée majeure d'un inlandsis régional n'est pas le même en Gaspésie qu'ailleurs dans la région. David et Lebuis (1985) placent cet événement au Wisconsinien supérieur, tandis qu'ailleurs il est attribué au Wisconsinien inférieur. Selon toute vraisemblance, les phases régionales d'une glaciation d'inlandsis, reconnues comme étant des événements majeurs dans les diverses parties de la région, si éloignées soit-elles les unes des autres, représentent un seul et même événement. Nulle part cet âge n'est confirmé par des datations, mais les relations stratigraphiques établies ailleurs qu'en Gaspésie appuient la thèse selon laquelle cette glaciation daterait du Wisconsinien inférieur. Au-delà de ce problème de chronologie, il n'est toujours pas exclu que les vieux sommets, altérés et sans erratiques, de la Gaspésie aient échappé aux glaciations du Wisconsinien.

Les indicateurs d'un écoulement glaciaire régional vers le sud-est sont recoupés par d'autres indicateurs orientés vers le nord jusque vers le milieu de la péninsule. David et Lebuis (1985) en déduisent une inversion de l'écoulement glaciaire provoquée par un vêlage intense dans l'estuaire du Saint-Laurent. Après que l'alimentation des glaces laurentidiennes eut été coupée par la baie de vêlage qui remontait l'estuaire du Saint-Laurent (voir aussi Occhietti, 1989), les glaces gaspésiennes se seraient réorganisées pour former des calottes locales à écoulement radial vers les côtes. Le Till de Petite Matane est l'unité glaciaire qui documente cet épisode d'écoulement glaciaire vers le nord jusqu'au rivage du Saint-Laurent. Il est interdigité avec les sédiments glaciomarins de la Mer de Goldthwait, datés à environ 13,4 ka (74 au tableau 5-1). Cette phase de la calotte glaciaire locale date donc certainement du Wisconsinien supérieur.

La dernière phase d'écoulement glaciaire est associée à deux petites calottes glaciaires résiduelles, l'une dans les monts McGerrigle et l'autre dans les hautes terres de Murdochville (Chauvin, 1984), ainsi qu'à plusieurs petits glaciers de vallée alimentés par des cirques formés en bordure des hauts plateaux. Ces glaces ont déposé un till mince, blocailleux et d'origine locale, le Till de Grand-Volume.

Les aspects spatio-temporels de la transgression et de la régression marine postglaciaires suggèrent certaines possibilités quant à la disposition des masses glaciaires au Wisconsinien supérieur. Cooke (1930, fig. 3) a montré que l'altitude de la limite marine sur la côte du Saint-Laurent s'abaisse vers l'est selon une pente de 0,35 m/km, suggérant de ce fait que la surcharge glaciaire augmentait vers l'ouest. Deux terrasses supérieures accusant une pente semblable existent aux environs du cap de Gaspé, à l'extrémité est de la péninsule. À moins que ces deux niveaux supérieurs ne datent d'une glaciation antérieure, les trois paléorivages indiquent le retrait d'une marge glaciaire remontant l'estuaire du Saint-Laurent en trois phases. Des datations éparses indiquent que la régression marine avait déjà commencé à 14 ka, mais l'unique courbe d'émersion disponible a été établie juste à l'ouest de la zone à l'étude (Locat, 1977). L'émersion était rapide au début, jusqu'à la construction de la Terrasse de Bic entre 10 et 9 ka (75, 76 au tableau 5-1). Cette terrasse a peut-être été formée durant une stabilisation du niveau marin sous l'effet d'une augmentation de l'attraction gravitationnelle causée par une expansion possible des glaces locales ou laurentidiennes lors de la formation de la Moraine de Ten Mile Lake à Terre-Neuve. Après cet pause, l'émersion a repris à un rythme généralement régulier et a pu être interrompue

Tableau 5.2. Tableau de corrélations lithostratigraphiques régionales (modifié à partir de Grant et King, 1984) montrant certains termes climatostratigraphiques qui ont été proposés pour la région, et la corrélation provisoire avec la chronologie isotopique de l'oxygène établie dans les fonds marins et la chronostratigraphie du moyen continent.

CHRONOLOGIE		LITHOSTRATIGRAPHIE										
ka	Étage isotopique marin [1]	Talus continental, quyots [2]	Plate-forme Néo-Écossaise [3]	Nouvelle-Écosse [4] Sud-ouest	Nouvelle-Écosse Centre	Nouvelle-Écosse Île du Cap-Breton	Nouveau-Brunswick [5]	Îles-de-la-Madeleine et golfe du Saint-Laurent [6]	Terre-Neuve Côte ouest	Terre-Neuve Péninsule Burin [7]	Labrador [8] Monts Torngat / Plate-forme continentale	Chrono-stratigraphie [9]
0–11	1	Unité A	Argile de Lahave / sable et gravier de l'île de Sable		silt d'Amherst; diamicton; lits organiques 10-11 ka			lit organique de l'île d'Entrée	Moraine de Ten Mile;		Moraines de Shepard	HOLOCÈNE
11–25	2	B1 (arctique); B2 (subarctique)	Sable de Sambro; Moraine frontale (plate-forme de glace)	Gravier de Port Maitland; Till de Beaver River	F. de Five Islands; Till de Rawdon; Till de Bernett Bay	Till	moraine frontale de Saint John; PHASE DE BANTALOR		moraines du Cap Robinsons, de Piedmont et de Bradore	Till	Moraine de Tasiuyak; Moraine de Saglek	WISCONSINIEN Supérieur
25–50–62	3	B3 (arctique); B4 (subarctique)	Silt d'Emerald; Moraines frontales de la plate-forme Néo-Écossaise	Sol; Sable de Salmon River 38,6 ka ?; Till de Saulnierville; Sol; Gravier de Cape Cove	Till de Hants; Argile d'Eagles Nest; Till de Lawrencetown	lits organiques de Big Brook 36,2 ka?; mastodonte 31,9 ka?; Till coquillier; Sol	Mastodonte de Hillsborough 37,3 ka ?; OHASE DE CHIGNECTO; Sol	Moraine de Coffin Island	Drift de St. Georges Bay; Zone d'altération A	silt de Langlade ?	Moraine de Cartwright; Zone d'altération de Saglek	WISCONSINIEN Moyen
62–75	4	B5 (arctique)	Sédiments glaciaires de la plate-forme Néo-Écossaise (inlandsis)	Till de Red Head	Till d'East Milford; LITS ORGANIQUES Noel B, Miller Creek, East Milford	Till de Richmond; LITS ORGANIQUES Dingwall, Bay St. Lawrence, Eskasoni, Leitches Creek B, Mabou, River Inhabitants, Benacadie, Hillsboro	PHASE DE CALEDONIA	Drift de Demoiselle; Till; LITS ORGANIQUES Bassin, Havre Aubert, Millerand, Des Buttes, Boisville; plage soulevée		Till de Garnish; Till d'Upper Burin	Moraines de Mid-Bank	WISCONSINIEN Inférieur
75–100–125–128	5 (a, b, c, d, e)	B6 (subarctique, holocène); B7 (< arctique); ?		Till de Little Brook; LITS ORGANIQUES Silt de Barton, Sable de Salmon River, Gravier de Sandford	Till de Hartlen ?; Till de Miller Creek; LITS ORGANIQUES Milford, Addington Forks, Noel A	Till colluvial; LITS ORGANIQUES Green Point, Mabou, East Bay, Leitches Creek A, Big Brook A, plage soulevée		Sol; LITS ORGANIQUES Portage-du-Cap, Conglomérat de Wolf Island, plage soulevée	Sol; lits de Codroy; plage soulevée	Sol; Silt de Langlade; plage soulevée		SANGAMONIEN
128–150	6	BOUE ROUGE (eaux les plus froides)				Colluvions		erratiques dans des pavages de gravier	Zone d'altération B	Till de Main Brook	Moraine de Shelf Edge; Zone d'altération de Koroksoak	ILLINOIEN Supérieur
	12; 13	BOUE ROUGE; zone à *P. lacunosa*		Conglomérat de Bridgewater	Conglomérat de Bridgewater	Conglomérat de Mabou			Zone d'altération C		Zone d'altération de Torngat	

Références :

1 Ruddiman et McIntyre (1981)
2 Alam et Piper (1977)
3 King (1980)
4 Général : Grant (1963), Prest (1977); Ouest : Grant (1980b); Centre : Stea (1982b); ICB : Grant (données inédites)
5 D'après Rampton et Paradis (1981,a,b,c), Rampton et coll. (1984)
6 D.R. Grant, V.K. Prest, R.J. Mott, L.A. Dredge (données inédites)
7 D'après Grant (1977), Brookes (1977a), Tucker et McCann (1980)
8 Grant (1980b)
9 Dreimanis et Karrow (1972)

CGC

une deuxième fois après 5,4 ka (77, 78 au tableau 5-1) par une transgression marine qui, partant d'un minimum postglaciaire équivalent ou inférieur au niveau marin actuel, a atteint +10 m et déposé des argiles sur un lit de tourbe (Dionne, 1985a). Une dernière transgression, mineure cette fois, est présumée avoir découpé une basse falaise et une terrasse (Terrasse de Mitis) dans la plaine argileuse à 4-6 m d'altitude. Il pourrait y avoir corrélation entre la transgression de 5,4 ka ou celle qui a formé la Terrasse de Mitis et la basse falaise reconnue aux îles de la Madeleine. Un de ces épisodes transgressifs pourrait marquer le passage du bourrelet périphérique subsident.

Il existe actuellement en Gaspésie des glaciers rocheux dont quelques-uns pourraient être encore actifs (Gray et al., 1981, p. 111). Gray et Brown (1979) ont effectué des forages qui démontrent l'existence de masses de pergélisol de 45 à 60 m d'épaisseur; ils situent la base du pergélisol à 1 100 m d'altitude. Ce niveau correspond approximativement à la limite inférieure des champs de blocs, d'où la possibilité que les felsenmeer développés des zones sommitales soient le résultat de processus périglaciaires postglaciaires, plutôt que le vestige d'une ancienne surface qui aurait échappé à l'érosion lors de la dernière glaciation.

Ainsi donc, les indices trouvés en Gaspésie corroborent les événements reconnus ailleurs dans la région, soit une phase ancienne et une phase récente de calottes glaciaires locales, et une avancée majeure des glaces laurentidiennes. Toutefois, il subsiste deux interprétations de la succession glaciaire. La première attribue toutes les phases glaciaires à des changements de direction de l'écoulement glaciaire au cours d'un même stade glaciaire (le Wisconsinien supérieur) et explique l'altération et la maturité des terrains par la préservation des formes préexistantes sous un inlandsis à base froide. La seconde interprétation propose que les différences d'altération et de maturité des terrains délimitent des zones qui ont été englacées au cours de différents stades glaciaires. Le fait de démontrer que le régime thermique à la base des glaces peut expliquer des différences aussi fondamentales en Gaspésie et ailleurs en région, ajoute une dimension nouvelle aux interprétations glaciologiques et aux modèles de distribution des masses glaciaires fondés sur des critères géomorphologiques.

CORRÉLATIONS RÉGIONALES

Ainsi, ce sont des séquences composites qui ont été utilisées pour reconstituer l'histoire quaternaire locale de chaque partie de la région, et la combinaison de ces reconstitutions a permis à Grant et King (1984, tableau 1) de produire un schéma de corrélation stratigraphique. Leur tableau de corrélation, reproduit avec certaines modifications au tableau 5-2, servira de cadre à notre analyse des événements quaternaires.

Vestiges d'altération pré-quaternaire

Peuvent être rangés dans cette catégorie les petits placages de roches profondément altérées (saprolites) observés sur les hautes terres (Wang et al., 1982) et associés à des pénéplaines tertiaires (voir la section intitulée *Surfaces d'érosion*). Le degré d'altération chimique s'y compare à celui observé au sud des limites glaciaires et dans les zones chaudes, tempérées et subtropicales actuelles. Il est donc raisonnable de supposer qu'il s'agit de vestiges pré-quaternaires. Les matériaux superficiels observés sur les hauts sommets qui étaient présumément situés au-delà des limites des glaciers quaternaires sont également considérés comme des vestiges d'altération pré-quaternaire; ils occupent de bonnes étendues dans l'ouest de Terre-Neuve, et de petites enclaves dans le nord de l'île du Cap-Breton et dans les monts McGerrigle. Ces altérations plus anciennes ont donné lieu à plusieurs interprétations, et il reste à établir si elles ont été préservées parce qu'elles étaient protégées par des glaces à base froide ou parce qu'elles n'ont jamais été englacées. Quoi qu'il en soit, ces vestiges démontrent que, tout au long du Quaternaire, l'action glaciaire était limitée ou peu vigoureuse dans certaines parties de la région.

Tills et terrains glaciaires possiblement antérieurs au Wisconsinien

Les preuves géomorphologiques et stratigraphiques de glaciations anciennes sont dans bien des cas circonstancielles et indirectes, quoi qu'il en existe un peu partout dans la région. Les niveaux des limites glaciaires situées au-dessus (ou au-delà) de la limite des sédiments peu altérés du Wisconsinien dans l'ouest de Terre-Neuve, dans le nord du Nouveau-Brunswick et en Gaspésie sont des exemples de terrains possiblement pré-wisconsiniens. Les limites des « zones d'altération » à Terre-Neuve sont bien marquées et sont inclinées vers la mer. Elles semblent représenter les marges d'anciennes calottes glaciaires centrées sur Terre-Neuve et débordant en mer; et leur présence exclut apparemment la possibilité d'une incursion des glaces laurentidiennes. À en juger par la géomorphologie, le plus élevé de ces deux « terrains anciens » de Terre-Neuve date de plusieurs centaines de milliers d'années. Il pourrait être corrélatif de l'avancée glaciaire majeure enregistrée au large des côtes et attribuée à l'étage 12 de la stratigraphie isotopique marine (Alam et Piper, 1977). Le deuxième inlandsis en étendue est attribué à l'étage isotopique 6, car le terrain est considérablement moins mature, et que cette période fut également une époque d'érosion intense par des glaciers ancrés dans le golfe du Saint-Laurent (Alam et al., 1983). Ce deuxième événement pourrait être corrélatif de la glaciation dont les indicateurs d'écoulement sont orientés vers l'est à la grandeur des provinces Maritimes.

Ni la signification stratigraphique ni l'âge des tills « anciens » trouvés ailleurs dans la région ne sont connus. Dans l'ensemble de la région, les dépôts glaciaires en surface reposent localement sur des tills différents qui sont considérés être bien antérieurs à la dernière glaciation. Parmi ces « tills anciens », certains sont surmontés par des sédiments organiques formés sous climat tempéré et d'âge probablement sangamonien (sites de Miller Creek, Milford, Addington Forks et Leitches Creek), et d'autres sont profondément ou complètement oxydés (Conglomérat de Bridgewater, Till de Main Brook). Les tills sous-jacents aux lits organiques pourraient dater de l'Illinoien, mais les autres pourraient être plus anciens, car ils semblent avoir été altérés au cours de plusieurs périodes chaudes. Des tills non oxydés qui reposent sous les plus anciens des sédiments glaciaires, attribués au Wisconsinien, pourraient également être antérieurs au Wisconsinien. Il pourrait s'agir tout simplement de faciès d'avancée ou de faciès locaux des nappes de till sus-jacentes, ou encore de dépôts

mis en place lors de glaciations distinctes. Selon Alam et al. (1983), la séquence sédimentaire bathyale documente au moins quatre glaciations pré-wisconsiniennes majeures. Cependant, la séquence quaternaire terrestre ne peut être mise en correlation avec la séquence marine, pas plus qu'elle ne peut servir à confirmer ou à infirmer les interprétations de cette séquence marine.

Lits organiques et formes/dépôts marins soulevés du Sangamonien (étage 5)

Le dernier interglaciaire est la période la plus ancienne pour laquelle il existe des données cohérentes et des unités datables. Ainsi, le Sangamonien est représenté par une suite de 32 lits organiques enfouis en Nouvelle-Écosse et aux îles de la Madeleine, un au Nouveau-Brunswick et un autre à Terre-Neuve; ils se sont formés lors d'un intervalle climatique analogue à l'interglaciaire holocène. Ils sont séparés des dépôts holocènes par des sédiments glaciaires et sont donc attribués au dernier interglaciaire. Des datations Th/U corroborent l'âge sangamonien de ces unités, tandis que des assemblages polliniques caractéristiques et des groupes de datations suggèrent l'existence de trois intervalles chauds distincts au cours de l'étage 5 de la stratigraphie isotopique marine (Mott et Grant, 1985). Il est cependant à noter que les successions végétales du dernier interglaciaire étaient parfois très différentes de celles de l'Holocène, d'où la difficulté d'utiliser les successions végétales fossiles pour établir des analogies climatiques. Néanmoins, la succession sédimentaire quaternaire de la région considérée ici comprend un complexe interglaciaire bien représenté, lequel sert de point de départ à la définition de la séquence glaciaire ultérieure.

Un deuxième horizon repère, indépendant du premier et qui permet de distinguer les séquences du Quaternaire supérieur des plus anciennes, est constitué d'une banquette rocheuse intertidale et de dépôts littoraux laissés par la mer sangamonienne. Comme cette banquette et ces dépôts ont une extension régionale et qu'ils sont souvent recouverts de till le long des côtes, ils peuvent servir de lit repère aux fins de corrélation. En outre, l'altitude de cet horizon repère par rapport au niveau actuel de la marée (ou, plus exactement, par rapport à la plate-forme intertidale moderne) permet de mesurer l'amplitude du mouvement de la croûte qui s'est produit depuis sa formation. Son inclinaison générale vers le nord reflète probablement l'ampleur de la subsidence postglaciaire à venir. Toutefois, des gauchissements tectoniques locaux et régionaux, ainsi que la dérive géoïdale, ne sauraient être écartés des causes possibles du gauchissement qui s'est accompli durant cette longue période. Au rythme actuel de la remontée du niveau marin dans la région atlantique, la mer aura réintégré son ancienne position interglaciaire d'ici 1 500 ans. À ce moment-là, le niveau marin aura accompli un cycle glacio-isostatique complet. La plate-forme intertidale donne également un aperçu de la tectonique des failles postglaciaires. Cette plate-forme est soulevée de 14 m par la faille d'Aspy, dans l'île du Cap-Breton, et elle est déformée au droit de la faille de Cape Ray, à Terre-Neuve (Grant, 1987b, p. 44).

Événements wisconsiniens

Wisconsinien inférieur

L'étage wisconsinien, représenté par les tills sus-jacents aux lits interglaciaires, est manifestement caractérisé par deux avancées glaciaires majeures. La première est marquée par une extension plus importante. Dans les provinces Maritimes, les glaces laurentidiennes provenaient du nord, et elles ont recouvert la Gaspésie et pénétré au Nouveau-Brunswick. Contrôlées par une pente régionale inclinée vers le sud-est, ces glaces ont traversé uniformément la Nouvelle-Écosse et se sont avancées en mer jusque sur la plate-forme Néo-Écossaise, sans même être déviées vers la baie de Fundy. En même temps, les glaces laurentidiennes se sont avancées vers le sud dans le golfe du Saint-Laurent et ont presque entièrement recouvert l'île du Cap-Breton. Leur volume était agmenté par de grands glaciers émissaires qui provenaient du complexe de calottes glaciaires de Terre-Neuve et qui s'avançaient sur la plate-forme continentale en empruntant le détroit de Cabot et le chenal Laurentien. À en juger par le volume des boues rouges dans les séquences marines où cette phase glaciaire est représentée, les glaciers ancrés dans les zones sous-marines intérieures (les régions reposant sur les lits rouges carbonifères) pouvaient alors avoir une extension à peu près comparable à celle qu'ils avaient eue au cours des maxima glaciaires précédents.

Wisconsinien moyen

Une importante phase de réorganisation des écoulements glaciaires a eu lieu au cours d'un stade intermédiaire du Wisconsinien. Des dômes glaciaires se sont formés localement au large de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve, provoquant une inversion de l'écoulement glaciaire; les glaces se sont alors avancées de la mer vers l'intérieur des terres, dans la région de Yarmouth, dans l'île du Cap-Breton, dans la péninsule Burin et dans l'est du Nouveau-Brunswick. Les mécanismes glaciologiques de cette inversion demeurent nébuleux. Peut-être la déglaciation du golfe du Saint-Laurent et de certaines régions adjacentes, attestée par des indices sur le continent, a- t-elle déclenché une inversion de l'écoulement des glaciers périphériques. La présence de dômes glaciaires au large des côtes exige des conditions particulières, notamment un seuil de glaciation à basse altitude, un niveau marin suffisamment bas pour permettre l'émersion des bancs sur lesquels des calottes glaciaires puissent se développer, et un retrait des glaces continentales afin de permettre l'inversion de l'écoulement glaciaire. Les cirques submergés des îles Grey, dans le nord-est de Terre-Neuve, attestent localement la coexistence d'un seuil de glaciation peu élevé et d'un niveau marin bas (Grant, 1986b). On pourrait aussi évoquer la possibilité qu'une calotte glaciaire locale se soit formée sur les Grands Bancs à cette époque. Cela expliquerait la présence de till dans ce secteur, mieux que ne saurait le faire l'hypothèse de glaces terre-neuviennes qui se seraient avancées loin à l'est, car rien n'indique que des glaciers provenant de l'ouest aient franchi la presqu'île Avalon ou que celle-ci ait été occupée par des glaces autres que celles de petites calottes locales.

La dynamique des glaces continentales et la chronologie de leur retrait au Wisconsinien moyen sont documentées sur la plate-forme Néo-Écossaise; l'inlandsis a commencé à se retirer des bassins de la plate-forme conti-

nentale externe vers 46 ka puis il a été remplacé par une plate-forme glaciaire qui surmontait les bassins et qui s'est finalement désagrégée vers 32 ka, (King et Fader, 1986). Cette mise à flot ou déglaciation de la plate-forme continentale a atteint le golfe du Maine et le centre du chenal Laurentien vers 40 ka. Cette disparition des calottes glaciaires contiguës a vraisemblablement marqué la fin de la phase de l'inlandsis régional et signalé le début du complexe de calottes glaciaires locales qui sont présumées avoir occupé la plupart des parties de la région au cours du Wisconsinien supérieur.

Wisconsinien supérieur

Les tills en surface décrits dans toutes les parties de la région sont attribués à des calottes glaciaires locales dont l'écoulement radial était centré sur des hautes terres, des basses terres et même certaines parties émergées de la plate-forme continentale. Ce style glaciaire caractéristique est attribué au Wisconsinien supérieur puisque, dans presque toute la région, toutes les phases de la déglaciation sont comprises dans l'intervalle de 14 à 10 ka. Sur le continent, le début de la phase des calottes locales n'est pas daté, mais Vernal et al. (1986) croient que la séquence organique de la baie East s'étend jusqu'à 62 ka, et Piper et al. (1989) estiment à 32 ka l'âge de l'ouverture océanique sur la plate-forme Néo-Écossaise. L'âge du maximum d'extension de cette glaciation reste inconnu.

Les mouvements glaciaires associés à ce dernier maximum, et les tills qui leur sont associés, ont été décrits dans plusieurs parties de la région; toutefois, la limite d'extension glaciaire demeure hypothétique, car elle se trouve presque partout au large des côtes et que les dépôts proglaciaires ont été oblitérés par la transgression marine subséquente. À de rares endroits, la limite de la dernière avancée glaciaire a pu être identifiée sur le continent à l'aide des contrastes d'altération, des discordances révélées par les indicateurs d'écoulement glaciaire ou des discontinuités révélées par les paléorivages marins. La limite glaciaire lors du maximum stadiaire du Wisconsinien supérieur est indiquée à la figure 5-11a; il s'agit essentiellement de la limite proposée par Grant (1977b), à laquelle des modifications importantes ont été apportées à la lumière de travaux subséquents: englacement de l'île d'Anticosti; présence de petites calottes glaciaires dans les hautes terres du Cap-Breton et la péninsule Burin; absence de petits nunataks dans les hautes terres de Terre-Neuve; et englacement d'une plus grande partie du mont North et des hautes terres de Cobequid. La figure indique aussi les positions présumées des lignes de partage glaciaire et des centres de dispersion attribués au dernier maximum glaciaire, celui du Wisconsinien supérieur. Cette représentation constitue le modèle soi-disant « minimaliste » d'extension glaciaire (Prest, 1984). Ce modèle rend compte de la plupart des données géomorphologiques et stratigraphiques et des directions d'écoulement glaciaire observées, mais il présente deux grandes faiblesses: il y a absence de contrôle chronologique direct sur la limite proposée et dans les régions supposément extraglaciaires, et il est en contradiction avec la plupart des reconstitutions marines qui exigent la présence de glaciers ancrés dans le golfe du Maine et dans le golfe du Saint-Laurent, y compris les parties les plus profondes du chenal Laurentien.

Étant donné l'absence de contrôle chronologique, un modèle « maximaliste » a aussi été proposé; ce dernier concilie les observations continentales avec les reconstitutions marines et avec les interprétations divergentes formulées pour le nord du Nouveau-Brunswick et la Gaspésie (fig. 5-11b). Ce modèle, qui n'est pas sans rappeller celui de Mayewski et al. (1981), est mis de l'avant par les chercheurs des régions sous-marines (King et Fader, 1986) et ceux de la Nouvelle-Angleterre (Hughes et al., 1985). Il fait appel à une masse glaciaire régionale cohérente, qui était contiguë à l'Inlandsis laurentidien ou qui en faisait partie intégrante, et qui s'écoulait plus ou moins uniformément jusqu'au talus continental. Il a plusieurs éléments en commun avec le modèle minimaliste, mais il comporte aussi plusieurs traits distinctifs, notamment du point de vue des régimes d'écoulement, qui visent à lever les contradictions apparentes posées par l'autre modèle. Par exemple, dans les cas où les eaux étaient trop profondes pour que des glaciers puissent y être ancrés, comme dans les bassins et les chenaux sous-marins, le modèle préconise l'existence de plates-formes glaciaires flottantes qui déposaient des sédiments glaciomarins stratifiés. Les glaces continentales devenues plates-formes glaciaires auraient déposé, là où elles étaient en contact avec des hauteurs sous-marines, des moraines de limite d'ancrage qui sont constituées de tills de fond et de tills de fusion interdigités avec les dépôts des bassins (King et Fader, 1986). Ces deux types de sédiments semblent attester la continuité de l'inlandsis, depuis le continent jusqu'aux limites de la plate-forme. Sur les bancs externes, des croupes glaciaires ont pu se former et engendrer des écoulements glaciaires indépendants vers les côtes, comme ce fut apparemment le cas dans le sud de l'île du Cap-Breton. Des courants glaciaires s'étaient formés derrière les plates-formes glaciaires, là où des baies de vêlage proglaciaires, comme celles du chenal Laurentien (Thomas, 1977) et des bassins de la plate-forme continentale, provoquaient un affaissement des profils glaciaires et une accélération de l'écoulement. De tels courants glaciaires, comme il en a présumément existé dans toute la Nouvelle-Écosse (Grant, 1963), expliqueraient la présence des bandes de till allochtone moulé en drumlins et des traînées d'erratiques (Scott, 1976). L'inlandsis pouvait être constitué de zones à base froide dans les régions élevées où les glaces étaient minces ou l'écoulement divergent, comme en Gaspésie (David et Lebuis, 1985), dans le nord du Nouveau-Brunswick (Gauthier, 1980b) et dans l'île du Cap-Breton (Grant, 1987a, p. 38). Des glaciers à base froide sont aussi présumés avoir existé sur certains substrats poreux, comme sur le mont Cobequid (Stea et al., 1986); il en existait peut-être aussi dans les hautes terres de l'ouest de Terre-Neuve, si l'on ne tient pas compte des contacts bien nets entre les moraines et les zones d'altération et du parallélisme de leur pente. Mais le modèle maximaliste a aussi des lacunes. Ainsi, il ne peut s'accommoder de la limite glaciaire datée dans l'île d'Anticosti, laquelle exige que le golfe du Saint-Laurent n'ait pas été englacé au cours du Wisconsinien supérieur; en outre, il attribue le même âge à tous les mouvements glaciaires et à toutes les nappes de till, et ce en dépit des contrastes d'altération. Ce modèle ne tient donc pas compte d'une grande partie de la stratigraphie et la géomorphologie de la région continentale. De plus, pour peu que la reconstitution des anciennes surcharges glaciaires à partir des déformations glacio-isostatique soit valable, le modèle maximaliste est moins efficace que le modèle minimaliste quand il s'agit d'estimer la surcharge glaciaire requise pour produire les variations observées du niveau marin relatif postglaciaire (voir plus loin).

A
B
C
D
E
Niveau 1909-15
1968-71
Halifax
St. André
cm
ka BP
15 cm
Saint John
Halifax
47°
Extension de la submersion postglaciaire
Isolignes (m) de la limite marine (adapté de Grant, 1980a, et de Rogerson, 1982)
Ancienne plate-forme intertidale émergée
Côte en voie de submersion
Mouvement vertical actuel (mm/a) de la croûte (tiré de Lambert et Vaníček, 1979)
Épicentres de tremblements de terre majeurs et mineurs
Terrasse submergée
Isobathe de 200 m
Transect de nivellement géodésique (médaillon C)
Station marégraphique primaire (médaillon D)
0 km 100
CGC

MOUVEMENTS ISOSTATIQUES DE LA CROÛTE ET VARIATIONS DU NIVEAU MARIN RELATIF

Les variations du niveau marin sont le résultat de mouvements isostatiques et eustatiques indépendants, locaux et régionaux, qui varient en durée, en vitesse et en amplitude (Grant, 1980a). Elles mettent en évidence certains grands processus terrestres, comme l'épirogenèse, la néotectonique, les variations de la pesanteur et les changements océanographiques, et elles nous renseignent aussi sur l'extension et l'évolution des derniers inlandsis. Nous savons maintenant que les glaciers ont été plus ou moins directement responsables de la plupart des variations du niveau marin dans la région des Appalaches atlantiques durant le Quaternaire. Cependant, il est rarement possible de différencier les variations dues aux mouvements absolus de la croûte (isostatiques) de celles dues aux mouvements eustatiques de la mer, ces deux types de mouvements étant fortement interreliés.

En premier lieu seront examinés les mouvements à grande échelle qui agissent depuis le début du Cénozoïque, puisqu'il est raisonnable de supposer qu'ils ont servi de toile de fond aux événements plus récents et plus passagers. Dans le même ordre d'idées, l'état des contraintes dans la croûte terrestre, l'une des causes possibles des failles et des séismes récents, est engendré autant par la tectonique des plaques et la dérive continentale que par la déformation glacio-isostatique de la croûte et l'accroissement de la tranche d'eau sur la plate-forme continentale. Ainsi, toute évaluation moderne du relèvement de la croûte doit tenir compte de tous les facteurs qui interviennent, afin de comprendre la cause première des événements actuels et de reconnaître la continuité des processus.

Mouvements à long terme au Cénozoïque

La dérive des continents et la thermosubsidence ont contrôlé les mouvements verticaux régionaux de la croûte tout au long du Cénozoïque. Depuis le Crétacé, ce segment de la marge atlantique a subi une subsidence moyenne de 5 à 10 cm/ka sous le poids d'un prisme de sédiments littoraux-néritiques dont l'épaisseur varie de 3 000 à 8 000 m et qui repose sur le socle effondré (fig. 5-3). Cette subsidence a été interrompue par de grandes oscillations du niveau marin qui ont périodiquement entraîné la dissection de la succession marine cénozoïque, même au Quaternaire (King et MacLean, 1976). L'absence de sédiments marins cénozoïques émergés, à part les sédiments « isostatiques » du dernier interglaciaire et de la dernière déglaciation, témoigne d'une subsidence nette à long terme. La configuration actuelle des côtes représente donc la transgression régionale la plus récente, de sorte que toutes les pénéplaines cénozoïques se prolongent sous le niveau de la mer.

Figure 5-14. Mouvements de la croûte et paléorivages gauchis. A: pente du géoïde au-dessus du plan de référence géodésique (en mètres); B: carte de l'anomalie gravimétrique à l'air libre après lissage (positive en rouge, négative en gris); C: profil de la subsidence différentielle; D: remontée du niveau moyen de la mer sur une période de cinquante ans d'après les données marégraphiques; E: remontée du niveau de la marée haute à l'Holocène supérieur dans la baie de Fundy (d'après Grant, 1975b).

Déplacements du paléorivage du dernier interglaciaire

Les variations de l'altitude du paléorivage attribué au maximum du dernier interglaciaire nous renseignent sur les variations les plus récentes et les mieux documentées du niveau marin relatif et éventuellement sur les mouvements concomitants de la croûte (Grant, 1980b). Manifestement, s'il ne s'était produit aucune variation nette de la pesanteur, de la position de la croûte ou des conditions océanographiques depuis 100 ka, le paléorivage du dernier interglaciaire devrait coïncider avec le rivage actuel ou lui être parallèle. Tout écart traduirait un déséquilibre quelconque. La plate-forme littorale fossilisée sert donc non seulement de repère stratigraphique, mais aussi de surface de référence géodynamique et géoïdale. Sur la côte atlantique, cette plate-forme peut être observée dans quatre régions où elle s'élève assez uniformément de 4 à 6 m au-dessus de son équivalent récent (fig. 5-14): dans le sud-ouest de la Nouvelle-Écosse (Grant, 1980b), dans l'île du Cap-Breton (Grant, 1987, p. 29), dans la péninsule Burin (Tucker et McCann, 1980), et dans la presqu'île Avalon (Henderson, 1972).

La Terrasse de Mic Mac située entre 7 et 9 m d'altitude le long de l'estuaire du Saint-Laurent (Goldthwait, 1911; Dionne, 1963), en est vraisemblablement corrélative. Elle est peu manifeste autour de la baie de Fundy, sauf peut-être à Advocate (Grant, 1986). Sur les côtes du détroit de Northumberland et dans l'est du Nouveau-Brunswick, elle est vraisemblablement représentée par la surface variable, démantelée par l'érosion glaciaire et s'élevant jusqu'à une altitude de 10 m, qui repose sous les tills et, dans la baie George, sous des graviers de plage. L'absence évidente de cette plate-forme au-dessus du niveau de la marée le long de la côte néo-écossaise entre le cap Sable et la baie de Chedabucto pourrait signifier qu'il s'est produit localement un mouvement négatif de la croûte au sud de la faille de Chedabucto. La plate-forme est faillée à proximité de la faille de Cape Ray, dans le sud-ouest de Terre-Neuve (Codroy Valley), où la surface s'étage en gradins décimétriques. Un bel exemple du décalage causé par des failles existe dans le nord de l'île du Cap-Breton, où un soulèvement de 14 m affecte le compartiment situé au sud de la faille d'Aspy (Neale, 1964; Grant, 1975a). Les plages interglaciaires atteignent au moins 20 m d'altitude aux îles de la Madeleine, peut-être à cause du diapirisme ou de la persistance du bourrelet glacio-isostatique périphérique. Si cet horizon unique était cartographié dans toute la région, il pourrait nous renseigner sur quatre processus majeurs qui ont affecté la croûte depuis 100 ka: la formation de failles locales, les mouvements isostatiques non compensés, les déplacements géoïdaux dûs aux variations de la pesanteur, et les variations du niveau marin causées par des changements du volume océanique et des marées.

Dislocations de la croûte et gauchissements glacio-isostatiques au Wisconsinien supérieur

Failles postglaciaires

Le troisième groupe d'indicateurs de mouvements isostatiques et eustatiques est constitué par les failles et les gau-

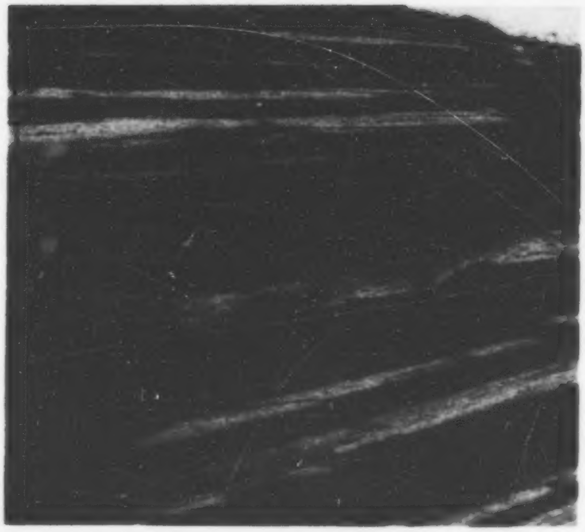


Figure 5-15. Failles postglaciaires à l'anse Cape, en Nouvelle-Écosse. Un affleurement strié de schiste ardoisier s'est disloqué suivant les plans de clivage; on peut retracer les stries glaciaires de part et d'autre des gradins. Le mouvement, de soulèvement vers le sud et de rejet supérieur à un mètre, a eu lieu au cours du Wisconsinien. 203673-W

chissements causés par la glaciation. Il n'est pas rare de trouver des planchers glaciaires déformés coupés par de petites failles (fig. 5-15). Il en existe à Halifax et à Caledonia Corner (Goldthwait, 1924, p. 154), à Saint John (Matthew, 1894a, b) et près de Yarmouth (Grant, 1980a, p. 31). Ils sont tous formés dans des schistes ardoisiers à clivage vertical, et indiquent, soit une relaxation élastique, soit un relèvement isostatique local consécutif à la déglaciation. Ces failles pourraient également être associées à un champ de contraintes de compression NE-SW mis en évidence par la déformation des trous de forage (Plumb et Cox, 1987). Grant (sous presse) a constaté des déplacements de même nature mais de plus forte amplitude sur le Bouclier canadien, aux environs du détroit de Belle Isle.

Décrochements à grande échelle

À ces dislocations rocheuses postglaciaires pourraient aussi s'ajouter les décrochements massifs et cohérents (« sackung ») qui affectent de vastes portions des versants rocheux de montagne à plusieurs endroits dans l'ouest de Terre-Neuve. L'un d'eux, sur le flanc du fjord de la Bonne Baie (Grant, 1974a), affecte une masse rocheuse de 10^9 m^3; ce pourrait être la plus importante rupture de ce genre au Canada. Une cinquantaine d'autres décrochements existent dans les environs de ce site. Quelques-uns affectent des abrupts granitiques, mais la plupart ont lieu sur les pentes plus douces des nappes de charriage surélevées à ophiolites ultrabasiques. Leur principale cause n'est peut-être pas tant la suraccentuation des versants glaciaires que des contraintes isostatiques ou tectoniques résiduelles dans ces klippes, ou encore une instabilité due au fait que ces nappes reposent sur des roches sédimentaires moins compétentes. La bordure antérieure de ces blocs devient à la longue instable et affaiblie par les fissures de tension, à un point tel que de grandes masses rocheuses finissent par se détacher et dévaler la pente. Lorsqu'elles tombent dans l'eau, comme au Western Brook Pond, un site touristique, ces masses rocheuses constituent un grave danger pour la navigation.

Variations postglaciaires du niveau marin relatif

Parmi les variations du niveau marin relatif survenues au Quaternaire, les plus importantes en amplitude et en étendue se sont produites depuis 14 ka sous les effets combinés du relèvement isostatique de la croûte et de la remontée eustatique générale des océans. L'amplitude et la direction des mouvements du niveau marin relatif diffèrent considérablement d'une partie de la région à l'autre. En général, la moitié nord de la région accuse une émersion nette tandis que la moitié sud est caractérisée par une submersion nette. Le nord a donc connu une phase de niveaux marins plus élevés; il y existe d'ailleurs une série de paléorivages soulevés, qui représentent les niveaux atteints par la Mer de Goldthwait dans le golfe du Saint-Laurent, et par la Mer de-De Geer dans la baie de Fundy. Au sud, par contre, tous les paléorivages postglaciaires sont maintenant submergés, et la remontée du niveau marin s'y poursuit. Les paléorivages d'un même âge s'abaissent donc vers le sud, passant d'un maximum de + 150 m sur la rive nord du golfe à − 115 m sur la plate-forme continentale externe. Considérons d'abord la phase d'émersion générale, qui est maintenant essentiellement terminée, sauf peut-être sur la rive nord du golfe du Saint-Laurent.

Phase d'émersion tardiglaciaire

La configuration générale du relèvement isostatique postglaciaire est approximativement donnée par l'altitude des paléorivages tardiglaciaires les plus élevés (« limite marine ») au-dessus du niveau actuel de la mer. À la figure 5-14, la limite marine varie d'un maximum de 150 m dans le détroit de Belle Isle à 0 m en Nouvelle-Écosse, dans l'Île-du-Prince-Édouard et dans le sud de Terre-Neuve. Entre ces deux extrêmes, le patron d'émersion montre deux larges dômes, l'un sur Terre-Neuve et l'autre sur les Maritimes, séparés par un creux prononcé dans le golfe du Saint-Laurent. À cet égard, toutes les cartes régionales de la limite marine, de la première (De Geer, 1892) à la plus récente (Rogerson, 1982), à l'exception de celle de Flint (1940), montrent la même configuration. Tous les auteurs s'entendent sur le fait que les deux dômes représentent les masses principales du complexe glaciaire appalachien, que l'inclinaison des paléorivages vers le sud est due à l'amincissement de l'Inlandsis laurentidien vers sa marge, et que le creux au-dessus du golfe du Saint-Laurent indique une surcharge glaciaire minimale. La modélisation inverse de la distribution des glaces à partir des variations spatio-temporelles du niveau marin relatif (Quinlan et Beaumont, 1981, 1982) confirme l'existence d'un domaine appalachien à deux centres, dont l'extension est légèrement supérieure aux limites du modèle minimaliste (fig. 5-11a). Ces auteurs soulignent cependant que la tendance des variations spatio-temporelles du niveau marin serait la même si la configuration admise par le modèle maximaliste avait existé plusieurs milliers d'années avant l'âge présumé (18 ka) du maximum du modèle minimaliste. En

d'autres mots, les données sur le niveau marin appuient le modèle minimaliste et excluent le modèle maximaliste des 18 derniers ka. Les modèles numériques qui mettront à profit les données toujours plus nombreuses et plus précises sur le niveau marin produiront probablement des reconstitutions glaciologiques plus fiables que ne sauraient le faire d'autres travaux sur le terrain dans les quelques endroits où l'extension glaciaire peut être établie à partir des critères stratigraphiques ou géomorphologiques.

À partir de l'isobase zéro, la position du niveau marin au moment de la déglaciation descend sous le niveau actuel de la mer. Cependant, il n'y a encore ni observations ni datations qui permettent de mettre en corrélation directe la limite marine avec les terrasses submergées trouvées à −40 m à l'embouchure de la baie de Fundy (Fader et al., 1977), entre −110 et −120 m sur la partie externe de la plate-forme Néo-Écossaise (King et MacLean, 1976), à −55 m sur la partie interne de cette plate-forme, à −90 m sur les Grands Bancs occidentaux (Fader et al., 1982), entre −62 et −71 m autour des îles de la Madeleine (Loring et Nota, 1973) et à −79 m dans l'est du détroit de Northumberland (Kranck, 1972). L'une des raisons est que la limite marine sur le continent représente le maximum de la dernière transgression tardiglaciaire, tandis que les terrasses submergées correspondent à des limites régressives minimales non datées. Ce pourrait être le cas des terrasses de la baie de Fundy et des îles de la Madeleine, dont la profondeur est bien au-dessous de la limite marine projetée. En fait, Quinlan et Beaumont (1981) ont situé la limite marine tardiglaciaire beaucoup plus haut dans un cas comme dans l'autre.

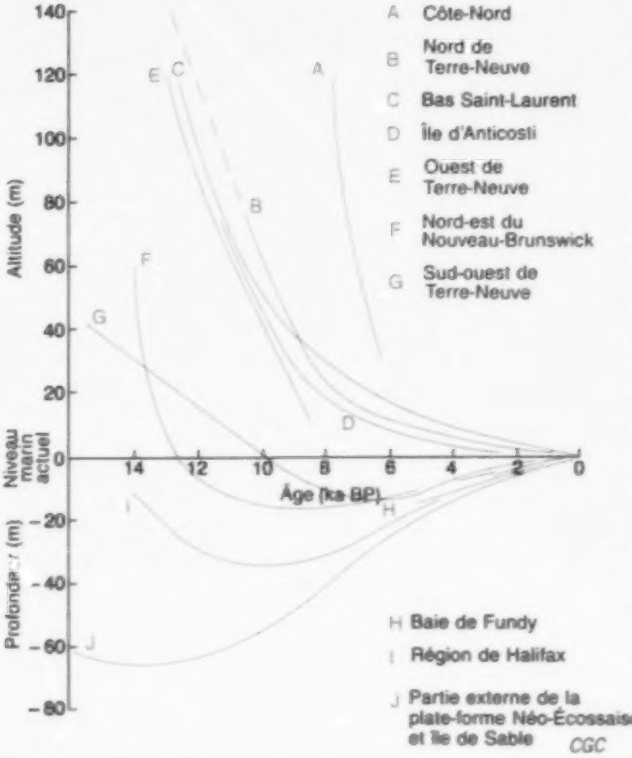


Figure 5-16. Aperçu régional (du nord au sud) des changements du niveau marin relatif illustrés par des courbes du déplacement observé des lignes de rivage (A-H) et par deux courbes théoriques (I, J). A: Côte-Nord, golfe du Saint-Laurent, près de Sept-Îles (d'après des données publiées par Dubois, 1980, et Dredge, 1983); B: nord de Terre-Neuve (d'après Grant, 1972a); C: Bas Saint-Laurent (Locat, 1977); D: partie occidentale de l'île d'Anticosti (Painchaud et al., 1984); E: ouest de Terre-Neuve (d'après Grant, 1972a; Brookes et Stevens, 1985); F: nord-est du Nouveau-Brunswick (Thomas et al., 1973); G: sud-ouest de Terre-Neuve (Brookes et al., 1985); H: baie de Fundy (d'après Grant, 1975b; Scott et Greenberg, 1983); I, J: Halifax et île de Sable (Quinlan et Beaumont, 1982).

Comme la limite marine ne représente pas un rivage synchrone, son âge variant de plus de 14 ka dans la baie de Fundy à moins de 10 ka sur la rive nord du golfe du Saint-Laurent, il n'est pas possible de s'en servir pour établir la valeur ou le taux d'émersion; de plus, les datations et les données de nivellement sont insuffisantes pour reconstituer la forme d'un paléorivage donné. La « Surface de Bay of Islands » (Flint, 1940, p. 1772) pourrait être une exception; il s'agit d'une plate-forme rocheuse nettement marquée dont l'altitude passe de 0 m dans la baie St. Georges à 80 m dans le détroit de Belle Isle. À ce dernier endroit, elle a été mise en corrélation avec la réavancée de Ten Mile Lake (10,9 ka environ) et attribuée à une stabilisation du niveau marin sous l'effet gravitationnel de l'augmentation de la masse de la calotte glaciaire en expansion (Grant, sous presse).

Dans certaines régions, l'émersion est partiellement contrôlée par les variations du retrait glaciaire. Une déglaciation tardive serait responsable de l'abaissement local de la limite marine dans le bassin des Mines, dans la baie des Chaleurs, dans certains fjords terre-neuviens, de même qu'au nord de l'île d'Anticosti. Dans ce dernier cas, la limite marine se trouve environ 80 m plus bas qu'ailleurs sur la Côte-Nord; Gratton et al. (1986) l'attribuent à un lobe glaciaire qui aurait persisté jusqu'à 9 ka, de même que Quinlan et Beaumont (1982) avaient inféré l'existence d'une surcharge glaciaire tardive à ce même endroit.

Bien qu'il soit généralement admis que toutes les formes produites par la submersion sont d'âge wisconsinien supérieur, Rampton et al. (1984) et Tucker et al. (1982) ont montré qu'à deux endroits, sur la côte de la baie de Fundy et sur celles des péninsules Burin et Hermitage, l'existence de deux transgressions marines d'âge différent complique l'établissement d'une surface de tendance unique et cohérente. Étant donné que l'inclinaison de la limite marine dans le sud-ouest de la Nouvelle-Écosse n'est pas située dans le même plan que celle de la limite d'âge connu dans le sud du Nouveau-Brunswick, elle pourrait être plus ancienne là aussi.

Puisque l'émersion postglaciaire a commencé vers 14 ka dans la mer de De Geer et vers 9 ka sur la Côte-Nord, et qu'elle reflète grossièrement les différences d'épaisseur de la glace, la variation régionale s'exprime par une série de courbes des variations locales du niveau marin (fig. 5-16). Elle révèle une zonation semblable à celle prévue théoriquement par Clarke et al. (1978). Au nord, il existe une zone d'émersion continue, représentée à Terre-Neuve,

sur la Côte-Nord et en Gaspésie. Bien que tardive, l'émersion a complètement éclipsé les autres mouvements qui auraient pu se produire, et tout indique qu'elle se poursuit encore lentement. Le reste de la région a d'abord connu une phase d'émersion suivie d'une reprise de la submersion, le minimum régressif ayant été atteint à différents moments et à diverses profondeurs. La zone centrale, où l'émersion initiale a été beaucoup plus prononcée que la submersion ultérieure, possède à la fois des séquences d'émersion et de submersion; cette zone est bien documentée dans le sud-ouest de Terre-Neuve, dans l'Île-du-Prince-Édouard et au Nouveau-Brunswick. Le haut estuaire du Saint-Laurent pourrait aussi faire partie de la zone centrale. Dans la zone externe, dont la limite traverse Terre-Neuve, la Nouvelle-Écosse et les régions de la plate-forme continentale situées à proximité ou au-delà de la limite glaciaire, l'émersion initiale a été bien inférieure à la resubmersion récente, laquelle sera traitée séparément dans la section suivante.

Phase de submersion holocène

La remontée récente du niveau marin a été parmi les premiers phénomènes quaternaires observés dans la région (Dawson, 1856); encore aujourd'hui, elle fait l'objet d'études intensives, car elle revêt une grande importance économique et elle constitue l'indicateur le plus sensible de la rhéologie terrestre et des propriétés de la croûte. Cette submersion se traduit par l'enfouissement progressif de dépôts organiques terrestres sous des dépôts organiques marins. Frankel et Crowl (1961), Harrison et Lyon (1963) et Grant (1970) ont daté principalement des humus des lits forestiers trouvés sous des marais salants, afin de déterminer l'âge maximal de la hausse du niveau des marées hautes. Ils ont ainsi mis en évidence un taux moyen de remontée du niveau marin relatif de l'ordre de 15 cm/siècle le long des côtes de l'Atlantique et du golfe; en revanche, la submersion de la baie de Fundy a été deux fois plus rapide en raison de l'augmentation du marnage (voir plus loin). Aujourd'hui, la meilleure façon de déterminer le niveau des paléomarées à 15 cm près consiste à carotter les marais salants afin de reconnaître des zones de foraminifères caractéristiques (Scott et Medioli, 1978). Cette méthode a permis de confirmer les estimations antérieures dans certaines régions, et de les modifier ailleurs (Scott et al., 1981); le minimum de la régression a été identifié à −30 m et daté à environ 7 ka dans la région de la baie Mahone (Scott et Medioli, 1982); sur la plate-forme externe, la submersion est beaucoup plus rapide que sur le continent (Scott et al., 1984). Il n'a pas encore été prouvé que les fluctuations préconisées par Harrison et Lyon (1963) ont eu lieu au cours de la submersion générale, mais il existe au moins quatre niveaux extensifs de tourbes supratidales dans la séquence tidale de 4 ka documentée à la tête de la baie de Fundy (Lammers et De Haan, 1980; Noordijk et Pronk, 1981; Grant, 1986). Il est peu probable qu'elles représentent des pauses pendant lesquelles la subsidence de la croûte aurait cessé; elles semblent au contraire nécessiter des régressions de l'ordre de plusieurs décimètres dont l'origine serait tidale ou stérique (volume océanique), plutôt que crustale ou géoïdale.

Les cinq courbes représentant la zone sud sur la figure 5-16 montrent que l'amplitude et l'âge de la reprise de la submersion diminuent progressivement vers le nord, passant d'un maximum de −65 m environ vers 14 ka dans l'île de Sable à près de −1 m vers 5 ka dans l'estuaire du Saint-Laurent. Ainsi que Daly (1920) l'avait d'abord proposé, cette progression est le résultat du déplacement vers le nord et de l'affaissement du bourrelet glacio-isostatique périphérique. En se fondant sur des données similaires dans l'est des États-Unis, Pardi et Newman (1987) ont constaté que le bourrelet périphérique s'était déplacé de 1 500 km vers le nord en l'espace de 12 ka. Les données des Maritimes suggèrent que la crête du bourrelet a maintenant atteint le nord du golfe du Saint-Laurent, ce qui expliquerait la présence de la falaise fossile située à quelques mètres au-dessus du niveau de la marée dans tout le pourtour du golfe.

Étant donné leur longévité, les mouvements d'émersion et de submersion se poursuivront encore durant plusieurs siècles, vraisemblablement jusqu'à la suppression des anomalies gravimétriques régionales (médaillon B, fig. 5-14). Une anomalie négative très nette persiste au nord de l'île d'Anticosti, résultat d'un lambeau du Secteur du Labrador de l'Inlandsis laurentidien; en revanche, les aires de subsidence le long de la marge continentale sont caractérisées par des anomalies positives. À son rythme actuel, la subsidence ramènera le paléorivage du dernier interglaciaire dans la zone intertidale d'ici 1 500 à 2 000 ans, à condition toutefois que le niveau isostatique ou géoïdal n'ait pas subi de changement permanent depuis 100 ka. En termes de géodynamique, les effets à long terme de la dernière glaciation pourraient continuer à se faire sentir pendant encore deux millénaires.

Évolution des paléomarées

La baie de Fundy, renommée pour l'amplitude exceptionnelle de ses marées, est un autre facteur dont doit tenir compte l'étude des variations récentes du niveau marin relatif. D'après Grant (1970), le rapport profondeur/superficie s'étant modifié dans la baie en raison de l'émersion à la tête et de la submersion des bancs émergés à l'embouchure, ce changement a eu pour effet d'accentuer la résonance dans la baie et ainsi d'augmenter le marnage à partir d'environ 6 ka. À l'aide de modèles numériques des marées, Scott et Greenberg (1983) ont estimé à 7 ka l'âge du début de ce processus. En contrepartie, il se pourrait aussi que le marnage dans les régions microtidales, telle que la partie ouest du détroit de Northumberland, ait diminué avec le déplacement des points amphidromiques vers leur position actuelle au cours de la submersion. L'oscillation mineure enregistrée dans l'estuaire du Saint-Laurent (Dionne, 1985) pourrait aussi être un phénomène marégraphique, si elle ne résulte pas de la migration du bourrelet périphérique.

Mouvements isostatiques récents et sismicité

Les déformations à long terme qui ont affecté la croûte au cours des derniers millénaires sont à l'origine, entre autres, d'une activité lithosphérique récente qui se manifeste par des tremblements de terre et par la déformation des trous de forage, et qui se mesure au moyen des données marégraphiques et de renivellements géodésiques. La première indication d'un mouvement récent de la croûte a été donnée par des marégrammes (médaillon D, fig. 5-14) qui indiquaient une subsidence relative de 2,5 à 4,5 m/ka (Grant, 1970). Que ce changement soit le fait d'un abaissement réel de la croûte est parfaitement mis en évidence par

le mouvement différentiel observé le long de la ligne de nivellement géodésique de premier ordre entre Halifax et le niveau de référence du North American Datum situé à Pointe-au-Père, sur la côte gaspésienne. Depuis 1909, la subsidence atteint plus de 30 cm dans l'axe de la baie de Fundy (C, fig. 5- 14). En se servant de tous les transects renivelés dans les Maritimes, Lambert et Vanícek (1979) en sont arrivés à une configuration régionale caractérisée par un fort gauchissement, allant d'une subsidence de 4 m/ka dans la partie amont de la baie de Fundy à un relèvement de 10 m/ka dans le nord-est du Nouveau-Brunswick et en Gaspésie (fig. 5-14).

Il est difficile d'expliquer pourquoi le soulèvement est aussi accentué localement, vu l'abondance de données géomorphologiques attestant la submersion et la subsidence (alluvionnement des marais salants, érosion des tourbières littorales, troncature des cordons littoraux), mais il demeure que la subsidence de la baie de Fundy est conforme à celle déduite d'une analyse des données sur la submersion à long terme. Si la zone de subsidence recoupe la zone d'émersion qui l'a précédée, cela ne peut que signifier que le déplacement du bourrelet périphérique auquel la zone peut être attribuée suit une trajectoire différente de celle de l'onde de soulèvement. Reste à savoir si un tel phénomène est physiquement possible. D'après Vanícek et Nagy (1981), la direction d'affaissement ne coïncide que partiellement avec la pente du géoïde (médaillon A, fig. 5-14), et il est donc impossible de l'attribuer entièrement à un réajustement isostatique postglaciaire. Dans la partie sud-est du Maine, la subsidence locale actuelle et la forte sismicité qui lui est associée sont attribuées à une orientation NW-SE des contraintes principales dans la croûte (Anderson et al., 1984).

Les tremblements de terre et les déformations des roches suggèrent que la région est soumise à divers types de contraintes. D'après Burke (1984), les tremblements de terre majeurs et mineurs dans quatres régions ont plusieurs origines. Ceux qui se produisent au large du chenal Laurentien sont attribuables à la fracturation du fond des océans, sinon à une charge sédimentaire excessive. Ceux des hautes terres du Nouveau-Brunswick, notamment les séismes de magnitude 5,7, 5,4 et 5,1 qui ont eu lieu en 1982, ont produit des failles de chevauchement et des déformations superficielles (buckling) qui témoignent d'une forte compression est-ouest horizontale (Basham et Adams, 1984). Dans ce cas précis, les contraintes de surface sont présumées s'exercer autour d'un pluton rigide qui se situe dans le champ de compression NE-SW régional dont l'existence est attestée par la déformation des trous de forage (Plumb et Cox, 1987). Dans la région de Saint John, les tremblements de terre pourraient être dûs à des contraintes engendrées par la subsidence récente rapide ou par une compression régionale, et concentrées le long de lignes de faiblesse majeures, comme la faille de Fundy-Cobequid. Les failles postglaciaires à Saint John (Matthew, 1984b) pourraient être une autre forme d'expression de ces mêmes contraintes. Enfin, les secousses ressenties à Moncton sont peut-être causées par le drainage souterrain ou la dissolution du sel.

En résumé, il est évident que la partie nord de la région appalachienne est actuellement le siège d'une compression horizontale qui pourrait être causée par la dérive des plaques vers l'ouest. Simultanément, elle subit un gauchissement dû au relèvement et à l'affaissement différentiels postglaciaires, qui produisent respectivement des contraintes locales d'extension et de compression. Ces déformations superposées font partie du champ total des contraintes et pourraient être suffisamment importantes pour déclencher des ruptures (Quinlan, 1984), notamment le long des lignes de faiblesse comme les failles majeures, les zones de fractures et les marges de plutons. Une reconstitution plus détaillée des fluctuations récentes du niveau marin et un inventaire plus complet des failles s'imposent pour que puissent être quantifiés les mécanismes qui produisent des contraintes dans la région.

VARIATIONS CLIMATIQUES POSTGLACIAIRES

Le réchauffement progressif du climat, avec ses variations de température et de précipitation, a produit après la déglaciation une succession d'associations végétales. Ce sujet ayant déjà été traité par Anderson (1985), Mott (1985) et le chapitre 7 du présent volume (Anderson et al., 1989), il n'en sera pas question davantage ici. Un brusque refroidissement survenu vers 11 ou 10 ka et attribué au déplacement vers le sud du front polaire de l'Atlantique Nord (Mott et al., 1986), offre peut-être l'exemple le plus intéressant des liens de causalité entre le climat et la stratigraphie. Ce refroidissement est mis en corrélation avec la réavancée de la calotte glaciaire terre-neuvienne qui a produit la Moraine de Ten Mile Lake, et avec la dévégétalisation des versants et le colluvionnement qui s'en est suivi partout dans la région et qui a eu pour résultat l'enfouissement de sédiments organiques par des sédiments minéraux. Voilà donc un exemple de l'influence que peut exercer un épisode donné de la circulation océanique sur le climat de la région et qui vient appuyer la thèse d'un lien entre les cycles de la température océanique et les phases glaciaires dans la région atlantique canadienne.

PROCESSUS ACTUELS

Les milieux modernes se situent dans le prolongement des tendances détaillées plus haut. Il est utile de connaître l'évolution des milieux et la vitesse des processus afin de prévoir les milieux à venir – abstraction faite des interventions anthropiques. De nos jours, le climat continue à se refroidir légèrement par rapport à l'optimum d'environ 6 ka (le réchauffement qui se fait sentir depuis quelques décennies pourrait être attribuable à l'effet de serre apparu au cours de l'époque post-industrielle). Les paysages se sont stabilisés et il y a un minimum de dégradation et d'érosion des versants, à l'exception de l'encaissement dans les anciennes plaines d'inondation. Le nombre et l'intensité des inondations périodiques semblent augmenter à mesure que le déboisement réduit la capacité de rétention des précipitations. Il y a encore géliturbation et solifluxion à haute altitude, d'où la nivation et la présence d'ostioles, de cercles de pierres, de replats de solifluxion et de quelques glaciers rocheux encore actifs. Il y a aussi du pergélisol sporadique à une altitude qui va de 300 m, dans l'île du Cap-Breton, jusqu'au niveau de la mer, dans le détroit de Belle Isle.

Sur les côtes, la remontée du niveau marin provoque une érosion rapide, dont la vitesse est prévue par la règle de Bruun, laquelle énonce que le recul des côtes est fonction de la remontée du niveau de la mer et de la pente du terrain. Par exemple, à long terme, le recul des côtes for-

mées de roches tendres dans le sud du golfe du Saint-Laurent, où la pente du continent atteint 1/500, est de 150 m par siècle, ce qui est compatible avec le taux moyen de submersion de 3 m/ka.

CONSIDÉRATIONS ÉCONOMIQUES

La connaissance des dépôts et des processus quaternaires a de nombreuses applications pratiques, qu'il s'agisse de l'exploitation des ressources, de l'aménagement du territoire ou de la protection contre les catastrophes naturelles. La nature sait prodiguer des richesses, mais elle sait aussi se montrer impitoyable. Toute politique visant l'utilisation optimale du sol doit donc tenir compte de certaines réalités physiques. Du point de vue économique, certains aspects de la géologie quaternaire constituent un capital et offrent des possibilités qui ne sont que partiellement exploitées; d'autres, par contre, présentent des inconvénients qu'il serait possible d'atténuer davantage. À défaut d'études particulières auxquelles nous aurions pu emprunter des exemples pour illustrer nos propos, nous nous bornerons à passer en revue, en les groupant sous trois rubriques, les effets positifs et négatifs les plus importants de la géologie quaternaire dans la région de l'Atlantique.

Dépôts quaternaires utilisés comme fondations

Comme le substratum rocheux est en grande partie enfoui dans la région de l'Atlantique, la composition, la texture et l'épaisseur des matériaux superficiels ont une certaine importance pour la construction, l'excavation, la traficabilité, l'agriculture, la foresterie et l'exploitation minière. La plupart des villes sont construites sur des tills ou des graviers; or, si ces matériaux ne posent pas de problème de stabilité dans le cas de petits batiments, il faut normalement les enlever sous les bâtiments élevés. Les dépôts de gravier sont des ressources qui se raréfient et qui mériteraient d'être mieux préservées; beaucoup de dépôts de très bonne qualité sont rendus inaccessibles sous les surfaces construites. Plusieurs tills à texture fine ont une résistance anormalement faible et sont sujets au fluage et au glissement; il faut donc déterminer soigneusement leurs propriétés physiques. Les tills blocailleux sont plus difficiles à manipuler, et les coûts d'excavation augmentent en conséquence. En revanche, les terrains constitués d'épais sédiments glaciaires à texture moyenne font d'excellents matériaux de fondation et sont d'ailleurs choisis d'emblée pour la construction industrielle, notamment le long du détroit de Canso et sur l'isthme d'Avalon.

La traficabilité est désormais un facteur important à considérer afin d'assurer l'efficacité des exploitations agricoles et forestières. De nos jours, les rapports pédologiques présentent couramment une évaluation de tous les types de sols, et le lecteur est invité à les consulter. Par exemple, les tills argileux de la Nouvelle-Écosse, même s'ils constituent les meilleures terres agricoles, ont des caractéristiques indésirables lorsque les versants stables naturels sont modifiés.

Les sédiments superficiels contribuent à la lutte contre les pluies acides dans la mesure où ils possèdent une capacité tampon naturelle. Or, la plupart des sols sont déjà acides et il ne leur reste aucun pouvoir tampon. Les vastes étendues de till calcaire qui recouvrent en Nouvelle-Écosse un substratum rocheux sensible aux pluies acides sont toutefois une exception. Malheureusement, leur distribution n'a pas encore été établie aux fins d'études d'impact.

Comme ils sont le principal matériau de surface, les sédiments quaternaires représentent le principal milieu de croissance des arbres et des cultures agricoles. La cartographie des sols fournit des renseignements détaillés dans les régions accessibles; cependant, dans les hautes terres de la Nouvelle-Écosse et dans les régions intérieures de Terre-Neuve, l'acquisition des données pertinentes sur les matériaux superficiels se fait en grande partie au moyen de cartes de la géologie du Quaternaire qui sont établies principalement par télédétection. Lorsque le climat est favorable, le type de substrat géologique est le facteur déterminant des programmes de reboisement.

Les dépôts quaternaires assistent autant qu'ils nuisent à la prospection et à l'exploitation des ressources minérales. Comme le substratum rocheux est en grande partie enfoui sous une couverture de sédiments, il est rarement possible d'évaluer le potentiel minéral par observation directe. Les dépôts qui recouvrent un gîte minéral en contiennent habituellement des débris érodés, mais ce n'est pas toujours le cas. La dispersion des débris minéralisés vient donc élargir l'expression superficielle des gîtes minéraux qui n'affleurent pas en surface et en facilite donc la découverte par l'interprétation des traînées de blocs et des anomalies géochimiques. La cartographie de la géologie du Quaternaire porte une attention particulière à la détermination des séquences de mouvements glaciaires, même lorsqu'il y a abondance d'affleurements; en effet, si un gîte minéral était masqué par un petit étang ou une petite tourbière, il resterait toujours la possibilité de le retracer par ses débris de dispersion glaciaire. Néanmoins, dans bien des cas, la source de débris minéralisés formés par altération demeure inconnue. Pour que la localisation d'un gîte minéral puisse se faire de façon rentable, il faut savoir à quelle nappe de till l'indice est associé et dans quelle direction s'écoulaient les glaces qui ont mis en place ce till. Souvent, des travaux d'exploration ont été faits en vain, parce qu'ils s'appuyaient sur des hypothèses mal fondées quant aux directions d'écoulement glaciaire et sur des schémas stratigraphiques plus ou moins erronées.

Les zones de sédiments glaciaires épais, particulièrement en Nouvelle-Écosse, se sont avérées peu propices à la recherche et à l'exploitation des évaporites, comme le gypse, la potasse et la célestine, qui sont des éléments importants de l'économie minérale. De gros gisements d'intérêt économique sont recouverts d'épaisses couches de tills argileux lourds, qui nécessitent la mise en œuvre d'un important programme de forages d'exploration ainsi que des travaux de déblaiement très coûteux.

Dépôts quaternaires utilisés comme ressources

Les granulats (graviers et sables) constituent une matière première essentielle aux travaux de construction. L'utilisation et la gestion efficaces de ces matériaux nécessitent des travaux cartographiques détaillés et l'harmonisation des diverses utilisations du sol. Les dépôts les plus intensivement exploités en région urbaine sont, par ordre de qualité relative et de quantité, les sédiments d'épandage fluvioglaciaire, les eskers et kames juxtaglaciaires, ainsi que les plages et deltas marins. Il en existe aussi d'importantes réserves le long des côtes dans les régions éloignées et ces granulats peuvent être expédiés directement aux mégalopoles de l'est. Le traitement des tills sableux, parti-

culièrement à Terre-Neuve, et l'exploitation des dépôts sous-jacents au till aux îles de la Madeleine offrent d'autres possibilités de ressources granulaires.

La tourbe est un autre type de ressource quaternaire qui abonde dans plusieurs parties de la région. Elle pourrait être utilisée davantage comme source d'énergie, comme sol agricole et comme substrat des aires de stockage des déchets. Le chapitre 11 (Tarnocai, 1989) du présent volume donne de plus amples informations sur les types de tourbières et leur distribution dans la région.

Les nappes d'eau souterraine présentes dans les dépôts superficiels prennent de plus en plus d'importance à mesure qui se détériore la qualité des eaux de surface sous l'effet des pluies acides, de la pollution atmosphérique et de la dégradation des sols. Les eaux souterraines sont principalement exploitées en milieu rural, où elles sont captées au moyen de puits de surface, mais de grandes entreprises alimentaires n'utilisent que ce type d'eau à cause de sa qualité supérieure et uniforme. Les approvisionnements en eau souterraine des régions urbaines pourraient être plus abondants, plus sûrs et de meilleure qualité si l'on utilisait en plus l'eau des aquifères de vallées enfouies, quoique ces aquifères n'ont pas encore été délimités et testés.

Risques associés aux dépôts quaternaires

La région de l'Atlantique, sans être un milieu physique sujet aux catastrophes naturelles, présente néanmoins certains dangers; des ruptures s'y produisent, des dommages y sont causés, entraînant chaque fois un gaspillage d'argent, une baisse de production et une interruption des services dont la population se passerait volontiers. La plupart des risques peuvent être évités, tous peuvent être atténués.

Le long des voies de transport, les ruptures sur les versants de till ou de roche sont une source continuelle d'ennuis dont on ne tient pas suffisamment compte dans l'élaboration des tracés et des pentes des routes. Les coulées de fluage sont fréquentes dans certains types de till, de même que les éboulements rocheux dans les roches fracturées; pourtant, les mesures correctives coûtent cher. Dans l'ouest de Terre-Neuve et la baie des Chaleurs, les dépôts argileux sont localement affectés par des décrochements sur les versants déstabilisés ou par des tassements dus à des surcharges. Les coulées de fluage dans les tills gorgés d'eau sur les pentes raides réclament une attention particulière, d'autant plus que les risques qu'elles comportent pour la sécurité humaine et matérielle ont été nettement sous-estimés jusqu'ici. Les affaissements lents et massifs affectant les parois rocheuses des vallées (voir la section sur les décrochements à grande échelle) peuvent paraître inoffensifs, mais ceux qui se produisent sur les parois des fjords pourraient en principe glisser soudainement et provoquer des vagues dangereuses. Il faudrait au moins éviter de construire sur ces terrains instables.

Les coups de toit et les failles postglaciaires témoignent d'une décompression qui se poursuit encore. Certains schistes ardoisiers pyriteux sont sujets à une expansion causée par les bactéries. Les sites des ouvrages de grande dimension ou de grande importance comme les centrales électriques, les barrages et les ponts, devraient donc être choisis avec un soin considérable. Des travaux de cartographie néotectonique s'imposent.

Les risques sismiques, établis d'après les événements antérieurs, sont jugés faibles dans la région de l'Atlantique; ajoutons cependant que les tremblements de terre qui ont secoué le Nouveau-Brunswick en 1970 et en 1982 ont surpris les théoriciens (Basham et Adams, 1984; Burke, 1984). L'avenir pourrait certainement réserver d'autres surprises, et c'est pourquoi il conviendrait d'accorder une attention particulière aux zones alluviales où l'accélération du sol est élevée (Burke, 1984, p. 17), ainsi qu'aux zones sujettes à des ruptures secondaires et à la formation de tsunamis.

Les modifications du littoral ont une incidence sur la valeur des propriétés, les investissements et la production; elles exigent parfois des mesures correctives coûteuses. Il faudrait que ces processus soient reconnus comme étant un aspect permanent et prévisible de l'évolution littorale et un facteur à considérer en génie côtier.

REMERCIEMENTS

Plusieurs spécialistes éminents ont fait une lecture critique de ce chapitre, lors des diverses étapes de la rédaction. L.A. Dredge, V.K. Prest, A.S. Dyke et D.A. Hodgson (CGC) ont fourni des conseils et des renseignements précieux. H.B.S. Cooke (Université Dalhousie), R.R. Stea (ministère de l'Énergie et des Mines de la Nouvelle-Écosse), N.R. Gadd (CGC) et J.B. Bird (Université McGill) ont revisé le chapitre en entier. Plusieurs spécialistes ont commenté en détail diverses parties du texte. I.A. Brookes (Université York), R.J. Rogerson (Université Memorial) et D.G. Vanderveer (ministère de l'Énergie et des Mines de Terre-Neuve) ont formulé des commentaires judicieux au sujet de la section sur Terre-Neuve. R.R. Stea et H.B.S. Cooke ont revisé la section sur la Nouvelle-Écosse et V.N. Rampton (Terrain Analysis and Mapping Services Ltd., Carp, Ontario), celle sur le Nouveau-Brunswick. Les sections consacrées à la Gaspésie et à l'île d'Anticosti ont été mises à jour à la lumière des travaux récents de P.P. David (Université de Montréal) et P. LaSalle (ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec) et de Q.H.J. Gwyn et J.-M. Dubois (Université de Sherbrooke), respectivement. B.V. Sanford (CGC) a retouché la partie traitant de la géologie du substratum rocheux et de la physiographie, tandis que D.J.W. Piper (Centre géoscientifique de l'Atlantique) a revisé la section sur les zones sous-marines.

BIBLIOGRAPHIE

Alam, M. and Piper, D.J.W.

1977: Pre-Wisconsin stratigraphy and paleoclimates off Atlantic Canada and its bearing on glaciation in Quebec; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 15-22.

Alam, M., Piper, D.J.W., and Cooke, H.B.S.

1983: Late Quaternary stratigraphy and paleo-oceanography of the Grand Banks, continental margin, eastern Canada; Boreas, v. 12, p. 253-261.

Alcock, F.J.

1926: Mount Albert map area, Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 144, 75 p.*

1935: Geology of Chaleur Bay region; Geological Survey of Canada, Memoir 183, 146 p.*

1941: The Magdalen Islands, their geology and mineral deposits; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Transactions, v. 44, p. 623-649.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

1944: Further information on glaciation in Gaspe; Royal Society of Canada, Transactions, v. 38, p. 15-21.
Alley, D.W. and Slatt, R.M.
1975: Drift prospecting and glacial geology in the Sheffield Lake-Indian Pond area, north central Newfoundland; Newfoundland Department of Mines and Energy, Mineral Development Division, Report 75-3.
Ambrose, J.W.
1964: Exhumed paleoplains of the Precambrian Shield of North America; American Journal of Science, v. 262, p. 817-857.
Amos, C.L.
1978: The post glacial evolution of the Minas Basin, N.S. A sedimentological interpretation; Journal of Sedimentary Petrology, v. 48, p. 965-982.
Anderson, T.W.
1980: Holocene vegetation and climatic history of Prince Edward Island, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1152-1165.
1983: Preliminary evidence for Late Wisconsinan climatic fluctuations from pollen stratigraphy in Burin Peninsula, Newfoundland; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 185-188.
1985: Late-Quaternary pollen records from eastern Ontario, Quebec and Atlantic Canada; in Pollen Records of Late-Quaternary North American Sediments, V.M. Bryant and R.G. Holloway (ed.); American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Tulsa, p. 281-326.
Anderson, T.W., Mathewes, R.W., and Schweger, C.E.
1989: Holocene climatic trends in Canada with special reference to the hypsithermal interval; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Anderson, W.A., Kelley, J.T., Thompson W.B., Borns, H.W., Jr., Sanger, D., Smith, D.C. Tyler, D.A., Anderson, R.S., Bridges, A.E., Crossen, K.J., and Ladd, J.W.
1984: Crustal warping in coastal Maine; Geology, v. 12, p. 677-680.
Antevs, E.
1929: Maps of the Pleistocene glaciations; Geological Society of America, Bulletin, v. 40, p. 631-720.
Auer, V.
1930: Peat bogs in southeastern Canada; Geological Survey of Canada, Memoir 162, 32 p.
Basham, P.W. and Adams, J.
1984: The Miramichi, New Brunswick earthquakes: near-surface thrust faulting in the northern Appalachians; Geoscience Canada, v. 11, p. 115-121.
Bélanger, J.R.
1978: Surficial geology of Saint John, New Brunswick; Geological Survey of Canada, Open File 575, scale 1:50 000.
Bell, R.
1863: On the surficial geology of Gaspe Peninsula; Canadian Naturalist and Geologist, v. 8, p. 175-183.
Bigras, P.J.C., Dubois, J-M.M., and Gwyn, Q.H.J.
1985: Relative sea-level fluctuations during the last 35 000 years, northern Gulf of St. Lawrence (abstract); in Program with Abstracts, Geological Association of Canada, v. 10, p. A5.
Bird, J.B.
1972: The denudational evolution of the Maritime Provinces, Canada; Revue de geographie de Montréal, v. 26, p. 421-432.
Blake, W., Jr.
1983: Geological Survey of Canada, radiocarbon dates XXIII; Geological Survey of Canada, Paper 83-7, 33 p.
1984: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXIV; Geological Survey of Canada, Paper 84-7, 35 p.
1988: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXVII; Geological Survey of Canada, Paper 87-7.
Bolton, T.E. and Lee, L.K.
1960: Post-glacial marine overlap of Anticosti Island, Quebec; Geological Association of Canada, Proceedings, v. 12, p. 67-78.
Borns, H.W., Jr.
1965: Late-glacial ice wedge casts in northern Nova Scotia, Canada; Science, v. 148, p. 1223-1226.
1966: The geography of Paleo-Indian occupation in Nova Scotia; Quaternaria, v. 8, p. 49-57.
Bostock, H.H.
1964: A provisional physiographic map of Canada; Geological Survey of Canada, Paper 64-35, 24 p., Map 13-1964.
Brinsmead, R.A.
1974: Surficial geology and granular resources of Petitcodiac East (21 H/14 E); New Brunswick Department of Natural Resources, Mineral Resources Division, Map Plate 74-121.
1979: Granular aggregate resources of Charlo map area (21 O/16); New Brunswick Department of Natural Resources, Mineral Resources Division, Open File 79-10, 79 p.
Brookes, I.A.
1964: The upland surfaces of western Newfoundland; unpublished MSc thesis, McGill University, Montréal, 127 p.
1969: Late-glacial marine overlap in western Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1397-1404.
1970: New evidence for an independent Wisconsin-age ice cap over Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 1374-1382.
1972: The physical geography of the Atlantic Provinces; in Studies in Canadian Geography, A. Macpherson (ed.); University of Toronto Press, 182 p.
1974: Late Wisconsin glaciation of southwestern Newfoundland with special reference to the Stephenville map area; Geological Survey of Canada, Paper 74-30, 31 p.
1977a: Geomorphology and Quaternary geology of Codroy Lowland and adjacent plateaus, southwest Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2101-2120.
1977b: Radiocarbon age of Robinson's Head moraine, west Newfoundland, and its significance for postglacial sea level changes; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2121-2126.
1982: Ice marks in Newfoundland: A history of ideas; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 139-163.
Brookes, I.A. and Stevens, R.K.
1985: Radiocarbon age of rock-boring Hiatella-arctica (Linné) and postglacial sea-level change at Cow Head, Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 136-140.
Brookes, I.A., McAndrews, J.H. and von Bitter, P.H.
1982: Quaternary interglacial and associated deposits in southwest Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 410-423.
Brookes, I.A., Scott, D.B. and McAndrews, J.H.
1985: Postglacial relative sea-level change, Port au Port area, west Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1039-1047.
Burke, K.B.S.
1984: Earthquake activity in the Maritime Provinces; Geoscience Canada, v. 11, p. 16-22.
Chalmers, R.
1881: On the glacial phenomena of the Bay of Chaleur region; Canadian Naturalist, New Series, v. 10, p. 37-54.
1882: On the surface geology of the Baie de Chaleur region; Canadian Naturalist, New Series, v. 10, p. 193-212.
1885: Report on the surface geology of western New Brunswick with special reference to the area included in York and Carleton counties; Geological Survey of Canada, Report of Progress 1882-84, Part XI, 47 p.
1886: Preliminary report on the surface geology of New Brunswick; in Annual Report 1885; Geological Survey of Canada, v. 1, Part GG, 58 p.*
1887a: Report to accompany quarter-sheet maps 3 S.E. and 3 S.W. Surface geology, Northern New Brunswick and southeastern Quebec; Geological Survey of Canada, Annual Report for 1886, v. 2, Part M, 39 p.*
1887b: On the glaciation and Pleistocene subsidence of northern New Brunswick and southeastern Quebec; Royal Society of Canada Transactions, Section 4, v. 4, p. 139-145.
1888: Report on the surface geology of northeastern New Brunswick; Geological Survey of Canada, Summary Report 1887 and 1888, v. III, Part N, 33 p.
1890: Report on the surface geology of southern New Brunswick; Geological Survey of Canada, Summary Report 1889, v. IV, Part N, 92 p.
1893: Height of the Bay of Fundy coast in the glacial period relative to sea level, as evidenced by marine fossils in the boulder clay at Saint John, New Brunswick; Geological Society of America, Bulletin, v. 4, p. 361-370.
1895: Report on the surface geology of eastern New Brunswick, northwestern Nova Scotia, and a portion of Prince Edward Island; Geological Survey of Canada, Annual Report 1894, v. VII, Part M, 135 p.*
1901: Work on the surface geology of northwestern New Brunswick, chiefly in the area of the Grand Falls sheet; Geological Survey of Canada, Summary Report 1900, v. 13, Part A, p. 151-161.
1902: Report on the surface geology shown on the Fredericton and Andover quarter-sheet maps, New Brunswick; Geological Survey of Canada, Annual Report 1899, v. 12, Part M, 41 p.*
1906: Surface geology of eastern Québec; Geological Survey of Canada, Annual Report 1904, v. 16, Part A, p. 250-263.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Chauvin, L.
1984: Géologie du Quaternaire et dispersion glaciaire en Gaspésie, région de Mont-Louis -Rivière-Madeleine; Québec, Ministère de l'Énergie et des Ressources, ET 83-19, 33 p.

Clark, J.A., Farrell, W.E., and Peltier, W.R.
1978: Global changes in postglacial sea level: A numerical calculation; Quaternary Research, v. 9, p. 265-287.

Clarke, A.H., Jr., Grant, D.R., and Macpherson, E.
1972: The relationship of Atractodon stonei (Pilsbry) (Mollusca, Buccinidae) to the Pleistocene stratigraphy and paleoecology of southwestern Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1030-1038.

Coleman, A.P.
1922: Physiography and glacial geology of Gaspe Peninsula, Quebec; Geological Survey of Canada, Museum Bulletin 34, 52 p.
1926: The Pleistocene of Newfoundland; Journal of Geology, v. 34, p. 193-223.

Conolly, J.R., Needham, H.D., and Heezen, B.C.
1967: Late Pleistocene and Holocene sedimentation in the Laurentian Channel; Journal of Geology, v. 75, p. 131-147.

Cooke, H.C.
1930: Glacial depression and post-glacial uplift; Part II of Studies of Physiography of the Canadian Shield; Royal Society of Canada, Transactions, v. 24, section IV, p. 51-87.

Daly, R.A.
1902: Physiography of Nova Scotia; Harvard College, Museum of Comparative Zoology, Bulletin 38, p. 73-103.
1920: Oscillation of level in the belts peripheral to the Pleistocene ice-caps; Geological Society of America, Bulletin, v. 31, p. 303-318.
1921: Postglacial warping of Newfoundland and Nova Scotia; American Journal of Science, 5th Series, v. 201, p. 381-391.

David, P.P. and Lebuis, J.
1985: Glacial maximum and deglaciation of western Gaspé, Québec, Canada; Geological Society of America, Special Paper 197, p. 85-109.

Davies, E.H., Akande, S.O., and Zentilli, M.
1984: Early Cretaceous deposits in the Gays River lead-zinc mine, Nova Scotia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 353-358.

Dawson, J.W.
1855: Acadian Geology (first edition); Oliver and Boyd, Edinburgh, 388 p.
1856: On a modern submerged forest at Fort Lawrence, N.S.; American Journal of Science, Series 2, v. 21, p. 440-442.

De Geer, G.
1892: On Pleistocene changes of level in eastern North America; Proceedings of the Boston Society Natural History, Bulletin 25, p. 454-477.

Dionne, J-C.
1963: Le problème de la terrasse et de la falaise Mic Mac; Revue canadienne de géographie, v. 17, p. 723-735.
1985a: Evidence of a low sea level in the St. Lawrence estuary during the Holocene (abstract); in Program with Abstracts, Geological Association of Canada, v. 10, p. A14.
1985b: Observations sur le Quaternaire de la rivière Bayer, côte sud de l'estuaire du Saint-Laurent, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 39, p. 35-46.

Dredge, L.A.
1983: Surficial geology of the Sept-Iles area, Quebec North Shore; Geological Survey of Canada, Memoir 408, 40 p.

Dredge, L.A. and Grant, D.R.
1987: Glacial deformation of bedrock and sediment, Magdalen Islands and Nova Scotia, Canada: evidence for a regional grounded ice sheet; in Tills and Glaciotectonics, J.J.M. van der Meer (ed.); A.A. Balkema, Rotterdam, p. 183-195.

Dreimanis, A., and Karrow, P.F.
1972: Glacial history of the Great Lakes-St. Lawrence region, the classification of the Wisconsin(an) stage, and its correlation; 24th International Geological Congress, (Montreal), Section 12, Quaternary Geology, p. 5-15.

Dubois, J-M.M.
1980: Environnements quaternaires et évolution postglaciaire d'une zone côtière en émersion en bordure sud du Bouclier canadien: la Moyenne Côte Nord du Saint-Laurent, Québec; thèse de PhD non publiée, Université d'Ottawa, Ottawa, 754 p.

Dubois, J-M.M. and Dionne, J-C.
1985: The Québec North Shore moraine system: A major feature of Late Wisconsin deglaciation; Geological Society of America, Special Paper 197, p. 125-133.

Dubois, J-M.M., Gwyn, Q.H.J., Bigras, P., Gratton, D., Perras, S., et St-Pierre, L.
sous presse: Géologie des formations en surface, l'Île d'Anticosti; Commission géologique du Canada, Carte 1660A, échelle 1/250 000.

Dyck, W., and Fyles, J.G.
1963: Geological Survey of Canada radiocarbon dates II; Radiocarbon, v. 5, p. 39-55.

Fader, G.B., King, L.H., and Josenhans, H.W.
1982: Surficial geology of the Laurentian Channel and the western Grand Banks of Newfoundland; Geological Survey of Canada, Paper 81-22, 37 p.

Fader, G.B., King, L.H., and MacLean, B.
1977: Surficial geology of the eastern Gulf of Maine and Bay of Fundy; Geological Survey of Canada, Paper 76-17, 23 p.

Fairchild, H.L.
1918: Postglacial uplift in northeastern North America; Geological Society of America, Bulletin, v. 29, p. 187-238.

Fernald, M.L.
1925: The persistence of plants in unglaciated areas of boreal America; American Academy of Arts and Sciences, Memoirs, v. 15, p. 239-311.

Flint, R.F.
1940: Late Quaternary changes of level in western and southern Newfoundland; Geological Society of America, Bulletin, v. 51, p. 1757-1780.
1963: Altitude, lithology, and the Fall Zone in Connecticut; The Journal of Geology, v. 71, p. 683-697.

Flint, R.F., Demorest, M., and Washburn, A.L.
1942: Glaciation of Shickshock Mountains, Gaspé Peninsula; Geological Society of America, Bulletin, v. 53, p. 1211-1230.

Frankel, L. and Crowl, G.H.
1961: Drowned forests along the eastern coast of Prince Edward Island, Canada; Journal of Geology, v. 69, p. 352-357.

Gadd, N.R.
1973: Quaternary geology of southwest New Brunswick, with particular reference to Fredericton area; Geological Survey of Canada, Paper 71-34, 31 p.

Ganong, W.F.
1896: The outlet delta of Lake Utopia, New Brunswick, Natural History Society of New Brunswick, Bulletin, v. 14, p. 410-412.
1913: Notes on the natural history and physiography of New Brunswick; Natural History Society of New Brunswick, Bulletin, v. 30, p. 419-451.

Gauthier, R.C.
1980a: Existence of a central New Brunswick ice cap based on evidence of northwestward moving ice in the Edmunston area, New Brunswick; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 377-378.
1980b: Decomposed granite, Big Bald Mountain area, New Brunswick; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 277-282.
1982: Surficial deposits, Northern New Brunswick; Geological Survey of Canada, Open File 856.

Goldthwait, J.W.
1911: The twenty-foot terrace and sea-cliff of the Lower Saint Lawrence; American Journal of Science, v. 32, p. 291-317.
1913: Physiography of Eastern Quebec and the Maritime Provinces; in Geological Survey of Canada, Twelfth International Geological Congress, Excursion Guidebook, No. 1, Part 1, p. 16-24.
1924: Physiography of Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 140, 179 p.

Grant, D.R.
1963: Pebble lithology of the tills of southeast Nova Scotia; unpublished MSc thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 235 p.
1969a: Surficial deposits, geomorphic features and late Quaternary history of the terminus of the northern peninsula of Newfoundland and adjacent Quebec-Labrador; Maritime Sediments, v. 5, no. 3, p. 123-125.
1969b: Late Pleistocene re-advance of piedmont glaciers in western Newfoundland; Maritime Sediments, v. 5, no. 3, p. 126-128.
1970: Recent coastal submergence of the Maritime Provinces, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 676-689.
1971a: Surficial geology, southwest Cape Breton Island, Nova Scotia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 71-1A, p. 161- 164.
1971b: Glacial deposits, sea level changes and Pre-Wisconsin deposits in southwest Nova Scotia; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 71-1B, p. 110-113.
1971c: Glaciation of Cape Breton Island; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 71-1B, p. 118-120.
1972a: Surficial geology, western Newfoundland; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 72-1A, p. 157-160.
1972b: Surficial geology of southeast Cape Breton Island; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 72-1A, p. 160-163.

1974a: Terrain studies of Cape Breton Island, Nova Scotia and of the Northern Peninsula, Newfoundland; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 74-1A, p. 241-248.
1974b: Prospecting in Newfoundland and the theory of multiple shrinking ice caps; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 74-1B, p. 215-216.
1975a: Surficial geology of northern Cape Breton Island; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 407-408.
1975b: Recent coastal submergence of the Maritime Provinces; Nova Scotian Institute of Science, Proceedings, v. 27, Supplement 3, p. 83-102.
1975c: Glacial features of the Hermitage-Burin Peninsula area, Newfoundland; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 75-1C, p. 333-334.
1976: Glacial style and the Quaternary stratigraphic record in the Atlantic Provinces, Canada; in Quaternary Stratigraphy of North America, W.C. Mahaney (ed.), Dowden, Hutchinson and Ross, Inc. Stroudsburg, U.S.A., p. 33-35.
1977a: Altitudinal weathering zones and glacial limits in western Newfoundland, with particular reference to Gros Morne National Park; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 455-463.
1977b: Glacial style and ice limits, the Quaternary stratigraphic record, and changes of land and ocean level in the Atlantic Provinces, Canada; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 247-260.
1980a: Quaternary sea-level change in Atlantic Canada as an indication of crustal delevelling; in Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, Nils-Axel Mörner (ed.); John Wiley and Sons Ltd., New York, p. 201-214.
1980b: Quaternary stratigraphy of southwestern Nova Scotia; glacial events and sea level changes; Geological Association of Canada, Annual Meeting (Halifax), Field Trip Guidebook, Trip 9, 63 p.
1986a: Glaciers, sediment and sea level – Northern Bay of Fundy, Nova Scotia; 14th Arctic Workshop, Field Trip Guidebook B, 43 p; Geological Survey of Canada, Open File 1323.
1986b: Surficial geology, Port Saunders, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Map 1622A, scale 1:250 000.
1987a: Quaternary geology of Nova Scotia and Newfoundland: XII INQUA Congress, Ottawa 1987; Excursion Guide Book A-3/C-3, National Research Council of Canada, Ottawa, NRC 27525, 62 p.
1987b: Glacial advances and sea level changes, southwestern Nova Scotia, Canada; in Centennial Field Guide, Northeastern Section, D.C. Roy (ed.); Geological Society of America, CFG-5, p. 427-432.
in press: Surficial geology, St. Anthony-Blanc-Sablon map areas, Newfoundland and Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir.

Grant, D.R. and King, L.H.
1984: A Quaternary stratigraphic framework for the Atlantic Provinces region; in Quaternary Stratigraphy of Canada – A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 173-191.

Grant, D.R. and Tucker, C.M.
1976: Preliminary results of terrain mapping and base-metal analysis of till in the Red Indian Lake and Gander Lake map-areas of central Newfoundland; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 283-285.

Grant, D.R., Prest, V.K., Dredge, L.A., and Mott, R.J.
1985: Lithostratigraphy and Quaternary history, Magdalen Islands, Quebec (abstract); in Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 10, p. A22.

Gratton, D., Gwyn, Q.H.J., et Dubois, J-M.M.
1984: Les paléoenvironnements sédimentaires au Wisconsinien moyen et supérieur, Île d'Anticosti, Golfe du Saint-Laurent, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 38, p. 229-242.

Gratton, D., Dubois, J-M.M., Painchaud, A., et Gwyn, Q.H.J.
1986: L'Île d'Anticosti, a-t-elle été récemmement englacée?; Geos, v. 15, p. 21-23.

Gravenor, C.P.
1974: The Yarmouth drumlin field, Nova Scotia, Canada; Journal of Glaciology, v. 13, p. 45-54.

Gray, J.T. and Brown, R.J.E.
1979: Permafrost existence and distribution in the Chic-Chocs Mountains, Gaspésie, Québec; Géographie physique et Quaternaire, v. 33, p. 299- 316.

Gray, J.T., Boudreau, F., Hétu, B., Labelle, C., Lafrenière, L.B., Payette, S., and Richard, P.
1981: Weathering zones and the problem of glacial limits; Excursion and conference in Gaspésie, Quebec; Canadian Quaternary Association, Papers and Guidebook for Conference and Excursion, 167 p.

Greenwood, B. and Davidson-Arnott, G.D.D.
1972: Quaternary history and sedimentation: A summary and select bibliography; Maritime Sediments, v. 8, p. 88-100.

Gustavson, T.C.
1976: Paleotemperature analysis of the marine Pleistocene of Long Island, New York, and Nantucket Island, Massachusetts; Geological Society of America, Bulletin, v. 87, p. 1-8.

Harrison, W. and Lyon, C.J.
1963: Sea-level and crustal movements along the New England-Acadian shore, 4,500-3,000 B.P.; Journal of Geology, v. 71, p. 96-108.

Henderson, E.P.
1968: Patterned ground in southeastern Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 1443-1453.
1972: Surficial geology of Avalon Peninsula, Newfoundland; Geological Survey of Canada, Memoir 368, 121 p.

Hickox, C.J., Jr.
1962: Pleistocene geology of the central Annapolis Valley, Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines, Memoir 5, 36 p.

Honeyman, D.C.L.
1882: Nova Scotian geology, superficial; Nova Scotian Institute of Science, Transactions, v. 5, p. 319-331.

Hornbrook, E.H.W., Davenport, P.H., and Grant, D.R.
1975: Regional and detailed geochemical exploration studies in glaciated terrain in Newfoundland; Newfoundland Department of Mines and Energy, Report 75-2, 116 p.

Hughes, T., Borns, H.W., Jr., Fastook, J.L., Kite, J.S., Hyland, M.R., and Lowell, T.V.
1985: Models of glacial reconstruction and deglaciation applied to Maritime Canada and New England; in Late Pleistocene History of Northeastern New England and Adjacent Quebec, H.J.W. Borns, P. LaSalle and W.B. Thompson (ed.); Geological Society of America, Special Paper 197, p. 139-150.

Jansa, L.F. and Wade, J.A.
1975: Paleogeography and sedimentation in the Mesozoic and Cenozoic, southeastern Canada; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.F. Glass (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 79-102.

Jenness, S.E.
1960: Late Pleistocene glaciation of eastern Newfoundland; Geological Society of America, Bulletin, v. 71, p. 161-180.

Keen, M.J. and Williams G.L. (ed.)
1989: Geology of the Continental Margin of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).*

Kerr, J.H.
1870: Observations on ice-marks in Newfoundland; Quarterly Journal, Geological Society of London, v. 26, p. 704-705.

King, L.H.
1980: Aspects of regional surficial geology related to site investigation requirements – eastern Canadian Shelf; in Offshore Site Investigation, D.A. Ardus (ed.); Graham and Trotman, p. 37-59.

King, L.H. and Fader, G.B.J.
1986: Wisconsinan glaciation of the Atlantic continental shelf of southeast Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 363, 72 p.

King, L.H. and MacLean, B.
1970: Origin of the outer part of the Laurentian Channel; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 1470-1484.
1976: Geology of the Scotian Shelf; Geological Survey of Canada, Paper 74-31, 31 p., Map 812 H, scale 1:1 000 000.

King, L.H., MacLean, B., and Gordon, G.F.
1974: Unconformities on the Scotian Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 89-100.

Kranck, K.
1972: Geomorphological development and post-Pleistocene sea level changes, Northumberland Strait, Maritime Provinces; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 835-844.

Lambert, A. and Vaníček, P.
1979: Contemporary crustal movements in Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 647-668.

Lammers, W. en De Haan, F.A.
1980: De Holocene afzettingen in het gebied van de Tantramar en Aulac, Bay of Fundy, Canada; unpublished PhD thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 74 p.

LaSalle, P., De Kimpe, C.R., and Laverdière, M.R.
1985a: Sub-till saprolites in southeastern Quebec and adjacent New England: Erosional, stratigraphic, and climatic significance; Geological Society of America, Special Paper 197, p. 13-20.

---

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

1985b: Soil development in southern Gaspésie Peninsula in relation to last glaciation events (abstract); in Program with Abstracts, Geological Association of Canada, v. 10, p. A33.

Lawson, A.C.
1890: Note on the pre-Paleozoic surface of the Archean terranes of Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 1, p. 163-174.

Lebuis, J. et David, P.P.
1977: La stratigraphie et les événements du Quaternaire de la partie occidentale de la Gaspésie, Québec; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 275-296.

Leckie, D.A.
1979: Late Quaternary history of the Hermitage area Newfoundland; unpublished MSc thesis, McMaster University, Hamilton, 188 p.

Lee, H.A.
1953: Two phases of till and other glacial problems in the Edmundston-Grand Falls region (New Brunswick, Quebec, and Maine); unpublished PhD thesis, Chicago University, Chicago, Illinois.
1957: Surficial geology of Fredericton, York and Sudbury counties, New Brunswick; Geological Survey of Canada, Paper 56-2, 11 p.

Leggett, R.F.
1980: Glacial geology of Grand Manan Island, New Brunswick; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 440-452.

Lindroth, C.
1963: The fauna history of Newfoundland illustrated by Carabid beetles; Opuscula Entomologica, Supplement 23, 112 p.

Livingstone, D.A.
1951: A new record for the Mastodon Mastodon americanus Kerr, from Nova Scotia; Nova Scotian Institute of Science, Proceedings and Transactions, v. 22, p. 15-16.
1968: Some interstadial and postglacial pollen diagrams from eastern Canada; Ecological Monographs, v. 38, p. 89-125.

Livingstone, D.A. and Estes, A.H.
1967: A carbon-dated pollen diagram from the Cape Breton plateau, Nova Scotia; Canadian Journal of Botany, v. 45, p. 339-359.

Livingstone, D.A. and Livingstone, B.G.R.
1958: Late-glacial and postglacial vegetation from Gillis Lake in Richmond County, Cape Breton Island, Nova Scotia; American Journal of Science, v. 256, p. 341-359.

Locat, J.
1977: L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 297-306.

Logan, W.E.
1863: Geology of Canada; Geological Survey of Canada, Report of Progress from Commencement to 1863.

Loring, D.H. and Nota, D.J.G.
1969: Mineral dispersal patterns in the Gulf of St. Lawrence; Revue de géographie de Montréal, v. 23, p. 289-305.
1973: Morphology and sediments of Gulf of St. Lawrence; Fisheries Research Board of Canada, Bulletin 182, 147 p.

Lougee, R.J.
1953: A chronology of post-glacial time in eastern North America: Scientific Monthly, v. 76, p. 259-276.

Lowdon, J.A. and Blake, W., Jr.
1973: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIII; Geological Survey of Canada, Paper 73-7, 61 p.

Lowell, T.B.
1985: Late Wisconsin ice-flow reversal and deglaciation, northwestern Maine; in Late Pleistocene History of Northeastern New England and Adjacent Quebec, H.J.W. Borns, P. LaSalle and W.B. Thompson (ed.); Geological Society of America, Special Paper 197, p. 71-83.

Lundqvist, J.
1965: Glacial geology in northeastern Newfoundland; Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar, v. 87, p. 285-306.

MacClintock, P. and Twenhofel, W.H.
1940: Wisconsin glaciation of Newfoundland; Geological Society of America, Bulletin, v. 51, p. 1729-1756.

MacEachern, I.J., Stea, R.R., and Rogers, P.J.
1984: Till stratigraphy and gold distribution, Forest Hill Gold District, Nova Scotia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 651-654.

MacNeill, R.H.
1969: Some dates relating to the dating of the last major ice sheet in Nova Scotia; Maritime Sediments, v. 5, p. 3.

Macpherson, J.
1982: Postglacial vegetational history of the eastern Avalon Peninsula, Newfoundland, and Holocene climatic change along the eastern Canadian seaboard; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 175-196.

Macpherson, J. and Anderson, T.W.
1985: Further evidence of late glacial climatic fluctuations from Newfoundland: pollen stratigraphy from a north coast site; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 383-390.

Mathews, W.H.
1975: Cenozoic erosion and erosion surfaces in eastern North America; American Journal of Science, v. 275, p. 818-824.

Matthew, G.F.
1872: On the surface geology of New Brunswick; Canadian Naturalist, v. 6, p. 326-328.
1879: Report on the superficial geology of southern New Brunswick; Geological Survey of Canada, Report of Progress 1877-78, Part X, 36 p.
1894a: Movements of the earth's crust at St. John, New Brunswick, in post-glacial times; Natural History Society of New Brunswick, Bulletin, no. 12, p. 34-42.
1894b: Post-glacial faults at St. John, N.B.; American Journal of Science, v. 48, p. 501-503.

Mayewski, P.A., Denton, G.H., and Hughes, T.J.
1981: Late Wisconsinan ice sheets of North America; in The Last Great Ice Sheet, G.H. Denton and T.J. Hughes (ed.); John Wiley and Sons, New York, p. 67-178.

McGerrigle, H.W.
1952: Pleistocene glaciation of Gaspé Peninsula (Quebec); Royal Society of Canada, Transactions, v. 46, sec. 4, p. 37-51.
1959: Région de la rivière Madeleine; Ministère des Mines, Québec, Rapport Géologique 77, 52 p.

McIver, N.L.
1972: Cenozoic and Mesozoic stratigraphy of the Nova Scotia Shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 54-70.

McKeague, J.A., Grant, D.R., Kodama, H., Beke, G.J., and Wang, C.
1983: Properties and genesis of a soil and the underlying gibbsite-bearing saprolite, Cape Breton Island, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 37-48.

McNeely, R.N.
1988: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXVIII; Geological Survey of Canada, Paper 88-7.

Miller, P.E.
1973: The depositional environment of the Salmon River section, southwestern Nova Scotia; unpublished BSc thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 24 p.

Milne, J.
1874: Notes on the physical features and mineralogy of Newfoundland; Quarterly Journal of the Geological Society of London, v. 30, p. 722-745.
1876: Ice and ice-work in Newfoundland; Geological Magazine, v. 3, p. 303-308.

Monahan, D.
1971: On the morphology of the northeast Gulf of St. Lawrence; Maritime Sediments, v. 7, p. 73-75.

Mott, R.J.
1971: Palynology of a buried organic deposit, River Inhabitants, Cape Breton Island, Nova Scotia; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 71-1B, p. 123-125.
1985: Late-glacial climatic change in the Maritime Provinces; in Climatic Change in Canada 5: Critical periods in the Quaternary Climatic History of Northern North America, C.R. Harington (ed.); Syllogeus 55, p. 281-300.
1989: Late Pleistocene paleoenvironments in Atlantic Canada; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Mott, R.J. and Grant, D.R.
1985: Pre-Late Wisconsinan paleoenvironments in Atlantic Canada; Géographie physique et Quaternaire, v. 39, p. 239-254.

Mott, R.J. and Prest, V.K.
1967: Stratigraphy and palynology of buried organic deposits from Cape Breton Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 709-724.

Mott, R.J., Anderson, T.W. and Matthews, J.V., Jr.
1982: Pollen and macrofossil study of an interglacial deposit in Nova Scotia; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 197-208.

Mott, R.J., Grant, D.R., Stea, R.R., and Occhietti, S.
1986: Lateglacial climatic oscillation in Atlantic Canada equivalent to the Allerød/Younger Dryas event; Nature, v. 323, no. 6085, p. 247-250.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Murray, A.
1883: Glaciation of Newfoundland; Royal Society of Canada, Proceedings, Transactions, v. 1, p. 55-76.
Murray, R.C.
1955: Directions of glacier motion in south-central Newfoundland; Journal of Geology, v. 63, p. 268-274.
Neale, E.R.W.
1964: Geology, Cape North, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Map 1150A, scale 1:63,360.
Nielsen, E.
1974: A mid-Wisconsinan glacio-marine deposit from Nova Scotia (abstract); in International Symposium on Quaternary Environments, Abstracts Volume, York University, Toronto.
1976: The composition and origin of Wisconsinan till in mainland Nova Scotia; unpublished PhD dissertation, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 256 p.
Noordijk, A. en Pronk, T.
1981: De Holocene afzettingen in de dalen van de Missiguash, La Planche, en Nappan, Bay of Fundy, Canada; unpublished PhD thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 65 p.
Occhietti, S.
1989: Quaternary geology of the St. Lawrence Valley and adjacent Appalachian subregion; in Chapter 4 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
O'Donnell, N.D.
1973: Glacial indicator trains near Gullbridge, Newfoundland; unpublished MSc thesis, University of Western Ontario, London, 259 p.
Ogden, J.G., III
1960: Recurrence surfaces and pollen stratigraphy of a postglacial raised bog, Kings County, Nova Scotia; American Journal of Science, v. 258, p. 341-353.
Painchaud, A., Dubois, J-M.M., et Gwyn, Q.H.J.
1984: Déglaciation et émersion des terres de l'ouest de l'Île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent, Québec; Géographie physique et Quaternaire, v. 38, p. 93-111.
Pardi, R.B. and Newman, W.S.
1987: Late Quaternary sea levels along the Atlantic coast of North America; Journal of Coastal Research, v. 3, p. 325-330.
Piers, H.
1915: Mastodon remains in Nova Scotia; Nova Scotian Institute of Science, Proceedings, v. 13, p. 163-164.
Piper, D.J.W., Fader, G.B., Josenhans, H., MacLean,B., Mudie, P.J., and Vilks, G.
in press: Quaternary geology; Chapter 10 in Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, M.J. Keen and G.L. Williams (ed.);Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).*
Plumb, R.A. and Cox, J.W.
1987: Stress directions in eastern North America determined to 4.5 km from borehole elongation measurements; Journal of Geophysical Research, v. 92, p. 4805-4816.
Podolak, W.E. and Shilts, W.W.
1978: Some physical and chemical properties of till derived from the Meguma Group, southeast Nova Scotia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 459-464.
Poole, W.H.
1976: Plate tectonic evolution of the Canadian Appalachian region; in Report of Activities, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 76-1B, p. 113-126.
Prest, V.K.
1970: Quaternary geology of Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, Fifth Edition, p. 675-764.*
1973: Surficial deposits, Prince Edward Island; Geological Survey of Canada, Map 1366A, scale 1:126,720.
1977: General stratigraphic framework of the Quaternary in eastern Canada; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 7-14.
1984: The Late Wisconsinan glacier complex; in Quaternary Stratigraphy of Canada - A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 21-36.
Prest, V.K. and Grant, D.R.
1969: Retreat of the last ice sheet from the Maritime Provinces - Gulf of St. Lawrence region; Geological Survey of Canada, Paper 69-33, 15 p.
Prest, V.K., Grant, D.R., Borns, H.W. Jr., Brookes, I.A., MacNeill, R.H., and Ogden, J.G. III
1972: Quaternary geology, geomorphology and hydrogeology of the Atlantic Provinces; 24th International Geological Congress, Guidebook A61-C61, 79 p.*
Prest, V.K., Terasmae, J., Matthews, J.V., Jr., and Lichti-Federovich, S.
1977: Late-Quaternary history of Magdalen Islands, Quebec; Maritime Sediments, v. 12, p. 39-59.
Prest, W.H.
1898: Glacial succession in central Lunenburg; Nova Scotian Institute of Science, Proceedings and Transactions, v. 9, p. 158-170.
Quinlan, G.
1984: Postglacial rebound and the focal mechanisms of eastern Canadian earthquakes; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1018-1023.
Quinlan, G. and Beaumont, C.
1981: A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1146- 1163.
1982: The deglaciation of Atlantic Canada as reconstructed from the postglacial relative sea-level record; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2232-2246.
Railton, J.B.
1972: Vegetational and climatic history of southwestern Nova Scotia in relation to a South Mountain ice cap; unpublished PhD thesis, Dalhousie University, 146 p.
Rampton, V.N. and Paradis, S.
1981a: Quaternary geology of Woodstock map area (21J), New Brunswick; New Brunswick Department of Natural Resources, Map Report 81-1, 37 p.
1981b: Quaternary geology of Moncton map area (21I), New Brunswick; New Brunswick Department of Natural Resources, Map Report 81-2, 31 p.
1981c: Quaternary geology of Amherst map area (21H), New Brunswick; New Brunswick Department of Natural Resources, Map Report 81-3, 36 p.
Rampton, V.N., Gauthier, R.C., Thibault, J., and Seaman, A.A.
1984: Quaternary geology of New Brunswick; Geological Survey of Canada, Memoir 416, 77 p.
Roberge, J. et Gascoyne, M.
1978: Premiers résultats de datations dans la grotte de Saint-Elzéar, Gaspésie, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 32, p. 281-287.
Rogerson, R.J.
1981: The tectonic evolution and surface morphology of Newfoundland; in The Natural Environment of Newfoundland, Past and Present, A.G. Macpherson and J.B. Macpherson (ed.); Department of Geology, Memorial University of Newfoundland, p. 24-55.
1982: The glaciation of Newfoundland and Labrador; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain - 1982, P.H. Davenport (ed.); Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Geology Division Publication, p. 37-56.
Roland, A.E.
1982: Geological background and physiography of Nova Scotia; Nova Scotian Institute of Science, Halifax, Canada, 311 p.
Ruddiman, W. and McIntyre, A.
1973: Time-transgressive deglacial retreat of polar waters from the North Atlantic; Quaternary Research, v. 3, p. 117-130.
1981: Oceanic mechanisms for amplification of the 23,000-year ice-volume cycle; Science, v. 212, p. 617-627.
St-Pierre, L., Gwyn, Q.H.J., et Dubois, J-M.M.
1985: Dynamique des écoulements glaciaires Wisconsiniens, Île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent (résumé); in Programme et Résumés, Association Géologique du Canada, vol. 10, p. A60.
1987: Lithostratigraphie et dynamique glaciaires au Wisconsinien, Île d'Anticosti, golfe du Saint-Laurent; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 24, p. 1847-1858.
Sanford, B.V.
in press: St. Lawrence Platform; Part III in Sedimentary Cover of the Craton: Canada, D.F. Stott and J.D. Aitken (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 6 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. D-1).*
Sanford, B.V. and Grant, G.M.
1976: Physiography, Eastern Canada and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 1399A (4 sheets), scale 1:2 000 000.
Sanford, B.V., Grant, A.C., Wade, J.A., and Barss, M.S.
1979: Geology of Eastern Canada and adjacent areas; Geological Survey of Canada, Map 1401A, (4 sheets), scale 1:2 000 000.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Sanschagrin, R.
1964: Magdalen Islands; Québec Department of Natural Resources, Geological Report 106, 58 p.
Schroeder, J. et Arsenault, S.
1978: Discussion d'un karst dans le gypse d'Hillsborough, Nouveau-Brunswick; Géographie physique et Quaternaire, vol. 32, p. 249-261.
Scott, D.B. and Greenberg, D.A.
1983: Relative sea-level rise and tidal development in the Fundy tidal system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1554-1564.
Scott, D.B. and Medioli, F.S.
1978: Vertical zonations of marsh foraminifera as accurate indicators of former sea levels; Nature, v. 272, p. 528-531.
1982: Micropaleontological documentation for early Holocene fall of relative sea level on the Atlantic coast of Nova Scotia; Geology, v. 10, p. 278-281.
Scott, D.B., Medioli, F.S., and Duffett, T.E.
1984: Holocene rise of relative sea level at Sable Island, Nova Scotia, Canada; Geology, v. 12, p. 173-176.
Scott, D.B., Williamson, M.A., and Duffett, T.E.
1981: Marsh foraminifera of Prince Edward Island: Their recent distribution and application for former sea level studies; Maritime Sediments and Atlantic Geology, v. 17, p. 98-129.
Scott, J.S.
1976: Geology of Canadian tills; in Glacial Till, R.F. Leggett (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication 12, p. 50-66.
Seaman, A.A.
1982a: Granular aggregate resources, McAdam (NTS 21 G/11) and Forest City (NTS 21 G/12); New Brunswick Department of Natural Resources, Mineral Resources Division, Open File 82-14, 101 p.
1982b: The late Quaternary history of the Burtts Corner area, New Brunswick; New Brunswick Department of Natural Resources, Mineral Resources Branch, Open File 83-2.
1985: Glaciation of the northern Miramichi Highlands, New Brunswick (abstract); in Program with Abstracts, Geological Association of Canada, v. 10, p. A55.
Shearer, J.M.
1973: Bedrock and surficial geology of the northern Gulf of St. Lawrence as interpreted from continuous seismic reflection profiles; in Earth Science Symposium on Offshore Eastern Canada, Geological Survey of Canada, Paper 71-23, p. 285-303.
Sparkes, B.G.
1981: Star Lake-Victoria Lake surficial and glacial mapping, Newfoundland; in Current Research, Newfoundland Department of Mines and Energy, Report 81-1, p. 188-191.
1983: Surficial and glacial mapping of the Buchans map-area (12 A/14), Newfoundland; in Current Research, Newfoundland Department of Mines and Energy, Report 83-1, p. 189-191.
Squires, W.A.
1966: The Hillsborough mastodon; The Atlantic Advocate, v. 56, p. 29-32.
Stea, R.R.
1378: Notes on the Bridgewater Conglomerate and related deposits along the eastern shore of Nova Scotia; in Report of Activities 1977, Nova Scotia Department of Mines, Report 78-1, p. 15-17.
1980: A study of a succession of tills exposed in a wave-cut drumlin, Meisners Reef, Lunenburg County; in Report of Activities 1979, Nova Scotia Department of Mines, Report 80-1, p. 9-20.
1982a: Pleistocene geology and till geochemistry of south central Nova Scotia (Sheet 6); Nova Scotia Department of Mines and Energy, Map 82-1, scale 1:100 000.
1982b: The properties, correlation and interpretation of Pleistocene sediments in central Nova Scotia; unpublished MSc thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 215 p.
1982c: Pleistocene stratigraphy of central Nova Scotia; in Report of Activities 1981, Nova Scotia Department of Mines and Energy, Report 82-1, p. 47-54.
1983: Surficial geology of the western part of Cumberland County, Nova Scotia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 197-202.
Stea, R.R. and Brisco, V.J.
1984: Bibliography of the surficial geology of Nova Scotia and the offshore (with radiocarbon date list); Nova Scotia Department of Mines and Energy, Report 84-6, 117 p.
Stea, R.R. and Finck, P.W.
1984: Patterns of glacier movement in Cumberland, Colchester, Hants, and Pictou counties, northern Nova Scotia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 477-484.
Stea, R.R. and Fowler, J.
1978: Regional mapping and geochemical reconnaissance of Pleistocene till, Eastern Shore, Nova Scotia; in Report of Activities 1977, Nova Scotia Department of Mines,Report 78-1, p. 5-14.
1979: Minor and trace-element variations in Wisconsinan tills, Eastern Shore region, Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Paper 79-4, 30 p.
1981: Petrology of Lower Cretaceous silica sands at Brazil Lake, Hants County, Nova Scotia; in Report of Activities 1980, Nova Scotia Department of Mines and Energy, Report 81-1, p. 47-64.
Stea, R.R. and Grant, D.R.
1982: Pleistocene geology and till geochemistry of southwestern Nova Scotia (Sheets 7 and 8); Nova Scotia Department of Mines and Energy, Map 82-10 (with explanatory notes).
Stea, R.R. and Hemsworth, D.
1979: Pleistocene stratigraphy of the Miller Creek section, Hants County, Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Paper 79-5, 16 p.
Stea, R.R. and O'Reilly, G.A.
1982: Till geochemistry of the Meguma Terrane in Nova Scotia and its metallogenic implications; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain - 1982, P.H. Davenport (ed.); Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Geology Division Publication, p. 82-104.
Stea, R.R. and Wightman, D.M.
1987: Age of the Five Islands Formation, Nova Scotia, and deglaciation of the Bay of Fundy; Quaternary Research, v. 27, p. 211-219.
Stea, R.R., Finck, P.W., and Wightman, D.M.
1986: Quaternary geology and till geochemistry of the western part of Cumberland County, Nova Scotia (Sheet 9); Geological Survey of Canada, Paper 85-17, 58 p.
Stevenson, I.M.
1959: Shubenacadie and Kennetcook Map-areas, Colchester, Hants and Halifax counties, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 302, 88 p.
Sugden, D.E.
1976: A case against deep erosion of shields by ice sheets; Geology, v. 4, p. 580-582.
Summers, W.F.
1949: Physical geography of the Avalon Peninsula of Newfoundland; unpublished MSc thesis, McGill University, Montréal, Quebec, 204 p.
Swett, K.
1981: A probable sub-Cambrian glacial erosional surface in southern Labrador and eastern Quebec; in Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record, M.J. Hambrey and W.B. Harland (ed.); Cambridge University Press, Cambridge, U.K., p. 772-773.
Swift, D.J.P. and Borns, H.W., Jr.
1967: A raised fluviomarine outwash terrace, north shore of the Minas Basin, Nova Scotia; Journal of Geology, v. 75, p. 693-710.
Tarnocai, C.
1989: Peat resources of Canada; in Chapter 11 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Terasmae, J.
1974: Deglaciation of Port Hood Island, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1357-1365.
Thibault, J.
1978: Granular aggregate resources of the Nepisiguit Falls map area (21 P/5); New Brunswick Department of Natural Resources, Mineral Resources Branch, Open File 78-4.
1982: Granular aggregate resources of Rollingdam (NTS 21 G/6) and St. Stephen (NTS 31 G/3); New Brunswick Department of Natural Resources, Mineral Resources Branch, Open File 82-15.
Thomas, M.L.H., Grant, D.R., and Degrace, M.
1973: A late Pleistocene marine shell deposit at Shippegan, New Brunswick; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1329-1332.
Thomas, R.H.
1977: Calving bay dynamics and ice sheet retreat up the St. Lawrence valley system; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 347-356.
Tucker, C.M.
1974: A series of raised Pleistocene deltas, Halls Bay, Newfoundland; Maritime Sediments, v. 10, p. 1-6.
1976: Quaternary studies in Newfoundland: a short review; Maritime Sediments, v. 12, p. 61-73.
1979: Late Quaternary events on the Burin Peninsula, Newfoundland with reference to the islands of St. Pierre et Miquelon (France); unpublished PhD thesis, McMaster University, Hamilton, Ontario, 282 p.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Tucker, C.M. and McCann, S.B.
1980: Quaternary events on the Burin Peninsula, Newfoundland, and the islands of St. Pierre and Miquelon, France; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1462-1479.

Tucker, C.M., Leckie, D.A., and McCann, S.B.
1982: Raised shoreline phenomena and postglacial emergence in south-central Newfoundland; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 165-174.

Twenhofel, W.H. and MacClintock, P.
1940: Surface of Newfoundland; Geological Society of America, Bulletin, v. 51, p. 1665-1728.

Van Alstine, R.E.
1948: Geology and mineral deposits of the St. Lawrence area, Burin Peninsula, Newfoundland; Newfoundland Geological Survey, Bulletin 23, 51 p.

Vanderveer, D.G. and Sparkes, B.G.
1982: Regional Quaternary mapping - an aid to mineral exploration; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain 1982, P.H. Davenport (ed.); Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Geology Division Publication, p. 284-299.

Vaníček, P. and Nagy, D.
1981: On the compilation of the map of contemporary vertical crustal movements in Canada; Tectonophysics, v. 71, p. 75-86.

Veillette, J.J. and Nixon, F.M.
1982: Saprolite in the Big Bald Mountain area, New Brunswick; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 63-70.

Vernal de, A. et Mott, R.J.
1986: Palynostratigraphie et paléoenvironnements du Pléistocène supérieur dans la région du lac Bras d'Or, île du Cap-Breton, Nouvelle-Écosse; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 23, p. 491-503.

Vernal de, A., Causse, C., Hillaire-Marcel, C., Mott, R.J., and Occhietti, S.
1986: Palynostratigraphy and Th/U ages of upper Pleistocene interglacial and interstadial deposits on Cape Breton Island, eastern Canada; Geology, v. 14, p. 554-557.

Vernal de, A., Richard, P.J.H., et Occhietti, S.
1983: Palynologie et paléoenvironnements du Wisconsinien de la région de la baie Saint-Laurent, île du Cap-Breton; Géographie physique et Quaternaire, vol. 37, p. 307-322.

Vincent, J-S.
1989: Quaternary geology of the southeastern Canadian Shield; in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Waitt, R.B. Jr.
1981: Radial outflow and unsteady retreat of late Wisconsin to early Holocene icecap in the northern Long Range Upland, Newfoundland; Geological Society of America, Bulletin, v. 92, p. 834-838.

Wang, C., Ross, G.J., Gray, J.T., and Lafrenière, L.B.
1982: Mineralogy and genesis of saprolite and strongly weathered soils in Appalachian region of Canada; Maritime Sediments and Atlantic Geology, v. 18, p. 130-138.

Wang, C., Ross, G.J., and Rees, H.W.
1981: Characteristics of residual soils developed on granite and of the associated pre-Wisconsin landforms in north-central New Brunswick; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 487-494.

Wanless, R.K., Stevens, R.D., Lachance, G.R., and Delabio, R.N.
1978: Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic studies, Report 13; Geological Survey of Canada, Paper 77-2, 60 p.

Wells, E.D. and Pollett, F.C.
1983: Peatlands; in Biogeography and Ecology of the Island of Newfoundland, G.R. South (ed.); Dr. W. Junk Publishers, The Hague, p. 207-265.

Welsted, J.
1976: Post-glacial emergence of the Fundy Coast: An analysis of the evidence; Canadian Geographer, v. 20, no. 4, p. 367-383.

White, W.A.
1972: Deep erosion by continental ice sheets; Geological Society of America, Bulletin, v. 83, p. 1037-1056.

Wickenden, R.T.D.
1941: Glacial deposits of part of northern Nova Scotia; Royal Society of Canada, Transactions, v. 35, p. 143-149.

Widmer, K.
1950: Geology of the Hermitage Bay area, Newfoundland; unpublished PhD thesis, Princeton University, 459 p.

Wightman, D.M.
1980: Late Pleistocene glaciofluvial and glaciomarine sediments on the north side of Minas Basin, Nova Scotia; unpublished PhD thesis, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 426 p.

Wightman, D. and Cooke, H.B.S.
1978: Postglacial emergence in Atlantic Canada; Geoscience Canada, v. 5, no. 2, p. 61-65.

Williams, H.
1979: Appalachian Orogen in Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 792-807.
in press: The Appalachian/Caledonian Region: Canada and Greenland; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 5 (also Geological Society of America, The Geology of North America, no. 5, v. F-1).*

Wright, W.J.
1985: Aggregate resources, Cape Breton Island; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Maps 85-3, 85-4, 85-5, 85-6.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Adresse des auteurs

D.R. Grant
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

Imprimé au Canada

Chapitre 6

LE QUATERNAIRE DES ÎLES DE LA REINE-ÉLISABETH

Sommaire

Introduction — *D.A. Hodgson*

Dépôts meubles — *D.A. Hodgson*

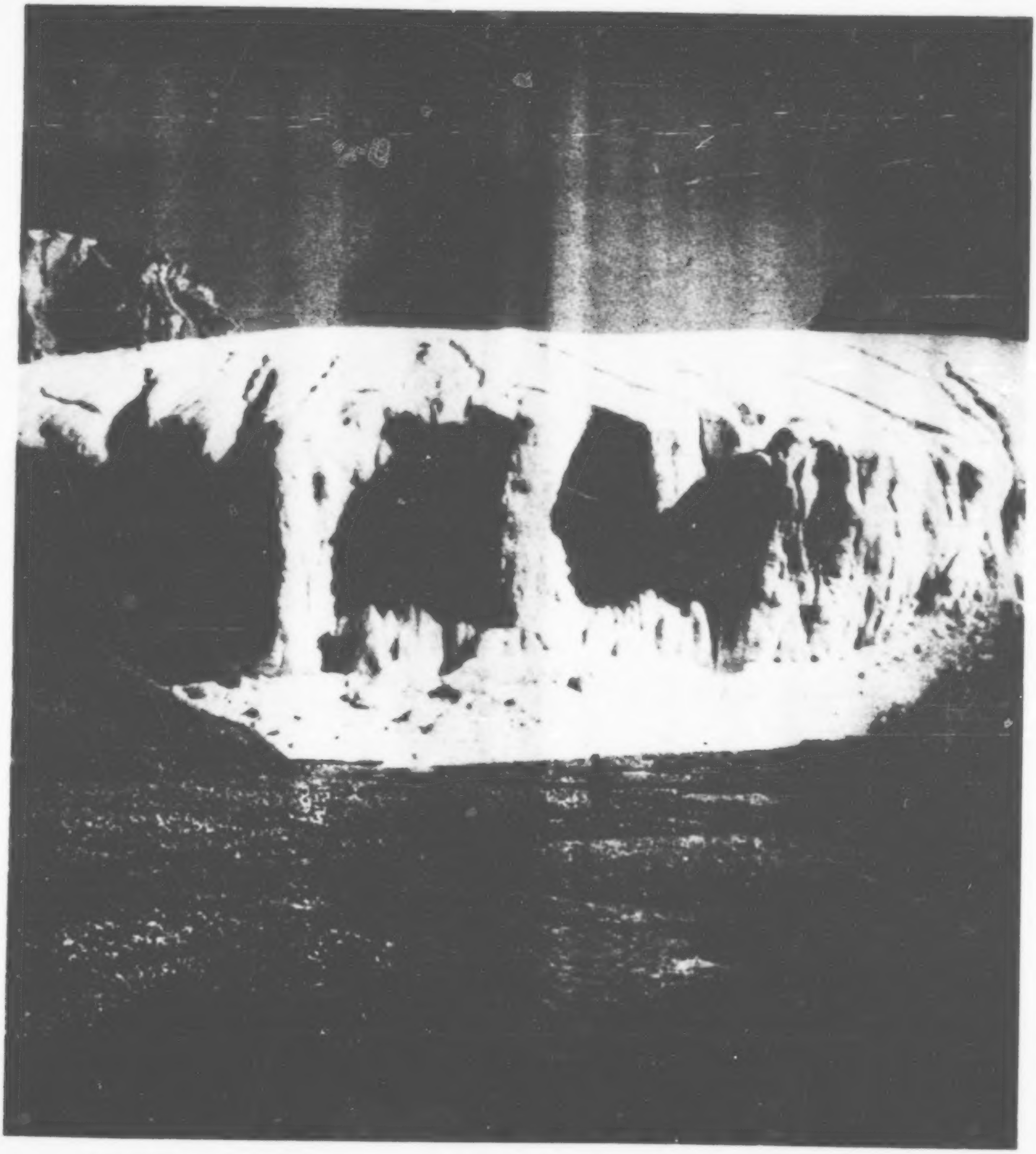
Stratigraphie et chronologie du Quaternaire — *D.A. Hodgson*

Nord-est de l'île d'Ellesmere — *J. England et J. Bednarski*

Glaciers des îles de la Reine-Élisabeth — *R.M. Koerner*

Remerciements

Bibliographie



Glacier émissaire sur le flanc ouest d'une calotte glaciaire non dénonnée comprise entre les calottes Agassiz et Prince of Wales, dans le centre de l'île d'Ellesmere, juillet 1978. La glace ne renferme pas de débris, caractéristique inhabituelle, même pour un glacier situé à cette latitude, où la fonte basale est limitée. Des débris sont probablement présents à la base du glacier, cachée par une congère. Photo de D.A. Hodgson. 204621-I.

Chapitre 6

LE QUATERNAIRE DES ÎLES DE LA REINE-ÉLISABETH

D.A. Hodgson (coordonnateur du chapitre)

SOMMAIRE

Les îles de la Reine-Élisabeth doivent leur physiographie à des épisodes d'érosion et de planation subaériennes; les chenaux qui les séparent ont pu être formés par des rifts relativement récents. L'érosion marine a peu contribué à l'évolution de la physiographie, tandis que les processus glaciaires n'y ont participé que localement.

Les matériaux superficiels dominants se composent de substratum rocheux altéré et colluvionné, dont la nature varie en fonction de la lithologie et de la dureté de la roche dont ils dérivent. Cette mince couverture comprend aussi les résidus altérés de tills du Quaternaire inférieur ou moyen. Les tills et autres dépôts glaciaires identifiables ne sont présents qu'à certains endroits, en général à proximité des marges de calottes glaciaires existantes, mais on en observe au moins quelques-uns dans la plupart des îles. Des sédiments marins régressifs déposés en milieu littoral et extracôtier recouvrent les côtes peu élevées mais ne s'étendent que rarement jusqu' à la limite marine. Les glaciers actuels recouvrent le quart du territoire.

Les processus à l'origine de l'érosion de la surface des plateaux, de l'accumulation des sédiments meubles préquaternaires localement préservés et de la séparation par les chenaux interinsulaires demeurent méconnus. On ne sait pas non plus s'il y a eu activité diastrophique après le début des glaciations au Tertiaire supérieur.

À en juger par la distribution des erratiques, les glaces continentales ont jadis envahi l'île Prince Patrick, se prolongeant vers le nord au moins jusqu'à l'île Ellef Ringnes, et l'inlandsis du Groenland s'est avancé sur la côte nord-ouest de l'île d'Ellesmere. À cette époque, et en d'autres temps aussi, des glaciers ont pu se former dans l'archipel septentrional, soit par extension d'un complexe glaciaire occupant les îles orientales, soit sous forme de calottes glaciaires distinctes sur chaque île. L'extension démontrée de la dernière glaciation, désignée globalement sous le nom de Complexe glaciaire de Franklin, se limite à une expansion de 60 km des calottes glaciaires actuelles. L'hypothèse d'une expansion de plus grande envergure, qui aurait produit des calottes glaciaires et des plate-formes glaciaires contiguës dans les îles orientales et méridionales et que l'on a nommée Complexe glaciaire des îles de la Reine-Élisabeth, a aussi été avancée. Enfin, l'hypothèse d'un Inlandsis innuitien, encore plus vaste et couvrant l'ensemble de l'archipel, a également été proposée, en partie sur la foi des données relatives à l'émersion holocène. Or, cette émersion a également été attribuée à l'enfoncement isostatique résultant de la surcharge combinée d'un petit complexe glaciaire local et des inlandsis adjacents (laurentidien et groenlandais). Les glaces laurentidiennes du Wisconsinien supérieur ont atteint les marges méridionales des îles du sud-ouest au moins une fois. Le retrait asynchrone des marges de la dernière glaciation s'est échelonné de 11 à 7 ka environ.

L'événement quaternaire qui a laissé les traces les plus nettes est la transgression marine du Pléistocène supérieur et de l'Holocène inférieur. Cette transgression a atteint quelques mètres au-dessus du niveau de la mer dans l'extrême ouest et plus de 150 m dans les îles centrales et orientales. Les âges ^{14}C des coquillages associés à cet épisode marin s'échelonnent d'environ 11,5 ka dans l'ouest à 7 ka dans l'est. Aucune preuve incontestable n'a été trouvée de fluctuations du niveau marin entre le maximum du Quaternaire supérieur et celui de l'interstade ou l'interglaciaire précédent, au cours duquel les niveaux de la mer étaient au moins aussi élevés et que de nombreux âges ^{14}C sur coquillages placent entre 20 et 45 ka, ou plus. La présence de flores et de faunes caractéristiques du Bas-Arctique, dont l'âge ^{14}C se trouve au-delà des limites de la méthode, révèle que le climat était plus chaud que celui d'aujourd'hui.

Le climat était relativement chaud au début de l'Holocène, les températures maximales étant atteintes vers le milieu de l'Holocène. À en juger par l'expansion des glaciers et les propriétés physiques des carottes de glace, le climat a subséquemment été presque continuellement plus froid que lors de cet optimum.

INTRODUCTION

D.A. Hodgson

L'extension et l'ampleur de la dernière glaciation dans les îles de la Reine-Élisabeth font actuellement l'objet d'une vive controverse parmi les quaternaristes (Paterson, 1977a); toutefois, les fondements du débat ne sont pas largement compris. Les études sur le glaciaire ont dominé la géologie du Quaternaire dans le Grand Nord, ce qui se conçoit aisément vu la prédominance des dépôts glaciaires sur la masse continentale canadienne. Bien que le quart de la région soit actuellement occupé par des glaciers et qu'il existe ailleurs une couverture de neige quasi permanente, les indices d'anciennes glaciations sont peu abondants sur

Hodgson, D.A. (coordonnateur)
1989: Géologie quaternaire des îles de la Reine-Élisabeth. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 6, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Hodgson, D.A.
1989: Introduction. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 6, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

plusieurs des îles. Cette situation peut être attribuée au fait que les basses températures annuelles et l'éloignement des principales sources de précipitation ont produit des glaciers ayant peu contribué au façonnement du paysage. Peut-être aussi qu'un laps de temps suffisamment long s'est écoulé depuis les dernières glaciations de grande extension, de sorte que la plupart des sédiments glaciaires ont pu être érodés.

La corrélation de ces indicateurs glaciaires dispersés est rendue difficile à cause de la fragmentation de la région en de nombreuses îles (superficie totale de 420 000 km²), séparées les unes des autres par de profonds chenaux couvrant environ 250 000 km² (fig. 6-1). Heureusement, cette physiographie, alliée aux fluctuations glacio-isostatiques du niveau de la mer, a produit de vastes dépôts marins soulevés qui nous fournissent une bonne partie des données sur le Quaternaire. La reconstitution des événements du Quaternaire à partir d'autres matériaux et formes topographiques non glaciaires, y compris les dépôts altérés dérivés principalement du substratum rocheux, les sédiments fluviatiles et la glace dans le sol, en est encore à ses débuts. Les carottes prélevées dans les calottes glaciaires relativement épaisses et statiques, en existence depuis longtemps, fournissent des données indirectes sur le climat du dernier cycle glaciaire, et même du dernier interglaciaire.

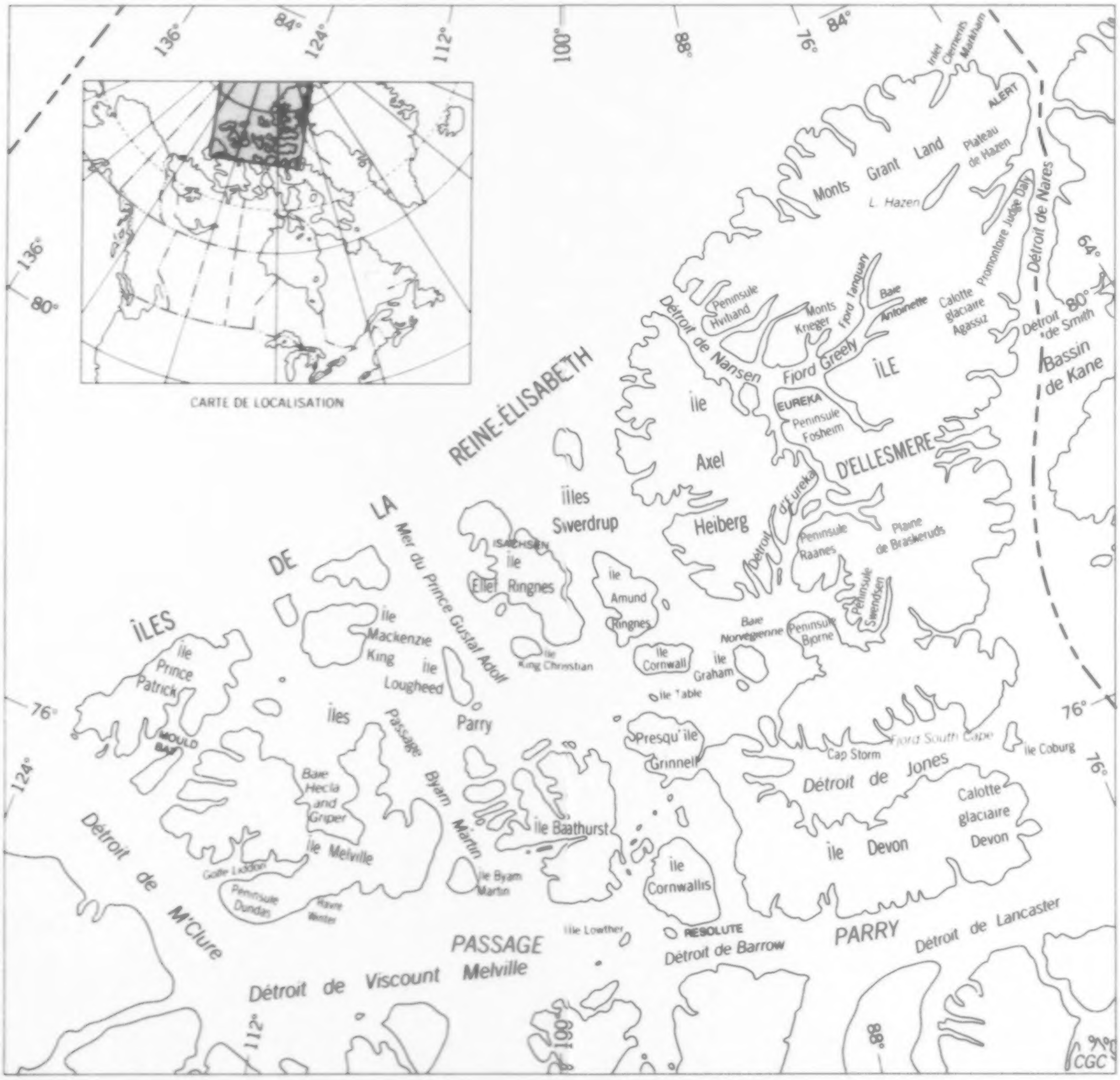


Figure 6-1. Carte générale des îles de la Reine-Élisabeth.

Les observations sur les dépôts quaternaires des îles de la Reine-Élisabeth, publiées depuis le début du XIXe siècle (Washburn, 1947), laissent entrevoir les controverses d'aujourd'hui. Tandis que les fluctuations du niveau de la mer, notamment la régression marine holocène, étaient déjà reconnues, l'extension estimée des glaciations quaternaires variait d'un recouvrement complet à une couverture équivalente à celle d'aujourd'hui.

L'hypothèse première d'une glaciation des îles orientales avec simple formation de calottes glaciaires locales dans les îles centrales et occidentales découle de la rareté des formes d'accumulation et d'érosion glaciaires bien conservées (Washburn, 1947; Jenness, 1952; Taylor, 1956; Wilson et al., 1958; Bird, 1959; Craig et Fyles, 1960, 1965; Fyles in Jenness,1962; Boesch, 1963; Roots, 1963; Blake, 1964; Tozer et Thorsteinsson, 1964; Christie, 1967; Hattersley-Smith, 1969a). Par la suite, à mesure que s'accumulaient les données sur l'altitude et l'âge ^{14}C de la limite marine, on en est venu à penser que toute la région touchée par l'émersion isostatique avait jadis été soumise à une surcharge glaciaire (Craig et Fyles, 1960; Farrand et Gajda, 1962; Blake, 1964; Andrews, 1970; Prest, 1970; Walcott, 1972). Cette hypothèse et d'autres facteurs décrits plus loin ont amené Blake (1970, 1972, 1975) à proposer que l'Inlandsis innuitien avait recouvert la plus grande partie des îles de la Reine-Élisabeth au cours de la dernière glaciation; cependant, Blake n'en avait pas tracé les limites. La marge hypothétique du dernier complexe glaciaire, préconisée par Prest (1969) et Mayewski et al. (1981) et englobant l'ensemble des îles de la Reine-Élisabeth, est souvent assimilée aux limites de l'Inlandsis innuitien de Blake. Reeh (1984) a décrit un modèle topographique pouvant rendre compte de cet inlandsis.

Les travaux détaillés d'England et d'autres chercheurs dans le nord de l'île d'Ellesmere (England, 1976a, b, 1978, 1983; Bednarski, 1986; Retelle,1986a) s'opposent au modèle « maximaliste ». Selon England, il y a eu formation de calottes glaciaires isolées dans les îles orientales au cours du dernier maximum glaciaire pendant que de hauts niveaux marins causés par l'affaissement glacio-isostatique, dû en grande partie à la proximité des inlandsis laurentidien et groenlandais, submergeaient les territoires adjacents de l'archipel. Paterson (1977a) a comparé le modèle d'un recouvrement glaciaire complet et celui d'un recouvrement partiel et a intégré des données additionnelles dérivées de l'analyse de carottes de glace du Groenland. Malgré les études locales, les données sur la partie nord de l'archipel demeurent insuffisantes (Hodgson, 1985) pour établir de solides modèles de recouvrement glaciaire au Quaternaire supérieur.

Géologie du pré-Quaternaire

L'archipel de la Reine-Élisabeth est une sous-plaque, délimitée par d'importantes zones de cisaillement, qui a été fragmentée lors de la formation de rifts au Crétacé supérieur et au Tertiaire. Certains chenaux de l'archipel occupent des grabens (fig. 6-2; Kerr, 1980, 1981). Les îles reposent en grande partie sur les sédiments déformés de la Province innuitienne, interposés entre la couverture sédimentaire associée au bassin moderne de l'océan Arctique au nord-ouest, et, au sud-est, la plate-forme stable de l'Arctique flanquée de l'extrémité nord du Bouclier canadien. La Plaine côtière et la Plate-forme de l'Arctique sont peu déformées, comparativement aux sédiments du géosynclinal franklinien, de la fosse de Hazen et du bassin oriental de Sverdrup (fig. 6-2; Trettin, sous presse).

Les lithologies communes comprennent des shales, anhydrites, siltstones, grès, conglomérats, calcaires et dolomies, ainsi que les roches métamorphiques et les filons et filons-couches mafiques du Bouclier. Les sédiments détritiques varient, localement et régionalement, de dépôts non cimentés à des dépôts complètement lithifiés. Pour les besoins de ce texte, le bassin de Sverdrup est subdivisé en une moitié orientale, composée de sédiments généralement lithifiés, et une moitié occidentale, où prédominent des sédiments faiblement cimentés.

Les lithologies dont sont dérivés des erratiques indicateurs utiles comprennent les roches cristallines et métamorphiques présentes exclusivement à l'intérieur ou à proximité des roches les plus septentrionales du Bouclier canadien du sud-est de l'île Devon et de l'île d'Ellesmere, à l'exception de quelques plutons affleurant sporadiquement sur une superficie de 250 km² dans l'extrême nord des îles d'Ellesmere et Axel Heiberg (Trettin et al., 1972). Cependant, les glaces ont pu transporter vers le nord les roches du Bouclier provenant de la région située au sud du passage Parry, où elles affleurent à l'est de 96 W, et d'une localité dans l'île Victoria. Les affleurements de roches carbonatées sont répandus au sud et à l'est; leur âge, leur fréquence et leur degré de cimentation diminuent vers le nord-ouest.

Physiographie

Taylor (1956), Dunbar et Greenaway (1956), Roots (1963) ainsi que Tozer et Thorsteinsson (1964) ont divisé une grande partie de la région en unités physiographiques et une description générale en est donnée par Bostock (1970). La figure 6-3, qui présente les subdivisions physiographiques générales, montre que l'altitude et le relief décroissent vers le nord-ouest.

Le plissement et le chevauchement des bassins sédimentaires, la formation de rifts, l'érosion subaérienne et, dans une moindre mesure, l'érosion glaciaire et marine ont tous contribué au façonnement du modelé actuel. La seule grande unité sédimentaire peu déformée est celle qui repose sous la Plaine côtière de l'Arctique.

À l'ouest de l'extrême nord du Bouclier, des bassins successifs comblés de sédiments se sont déformés parallèlement à l'orientation topographique NE-SW actuelle. Bien que les épisodes de déformation se soient poursuivis jusque vers la fin du Cénozoïque, la dislocation initiale en archipel de l'extrême nord de la plaque nord-américaine par des rifts a pu être déjà amorcée au Palozoïque supérieur (Kerr, 1981).

Les pénéplaines et peut-être aussi les pédiplaines, souvent exhumées, sont très répandues; elles sont particulièrement évidentes dans l'île Melville, la partie centrale de l'île Devon, l'est de l'île Axel Heiberg et l'ouest de l'île d'Ellesmere (Tozer et Thorsteinsson, 1964; Prest, 1970; Trettin et al., 1972). Des indices de la plus ancienne et la plus élevée de ces surfaces d'érosion se rencontrent sur les sommets de l'extrême nord du Bouclier, où ils se raccordent au niveau de la surface d'érosion Penny, sise entre 1 500 et 1 800 m d'altitude dans l'est de l'île de Baffin. D'après Bird (1967), cette surface d'érosion est antérieure au Protérozoïque. Bird (1959, 1967) a établi une corrélation provisoire entre plusieurs surfaces d'érosion du Phanérozoïque

inférieur de l'archipel méridional et de la masse continentale d'une part et les plateaux et les sommets concordants au nord du passage Parry d'autre part. La pénéplaine la plus récente qui enjambe les bras de mer entre les îles repose sous la Formation de Beaufort (Miocène?) au nord-ouest, et sous des couches équivalentes non dénommées dans l'est de l'île Axel Heiberg et l'ouest de l'île d'Ellesmere (Balkwill et Bustin, 1975; Bustin, 1982). Son altitude actuelle varie entre 150 et 700 m, tandis que la profondeur des bras de mer adjacents varie de 200 à 500 m. Des couches horizontales de sédiments meubles similaires recoupent des strates plus anciennes dans l'est de l'île Bathurst et le sud de l'île Ellef Ringnes; elles sont aussi présentes dans les régions élevées des îles Cornwall, Graham, King Christian et Byam Martin. Le dépôt de ces couches est manifestement antérieur à la formation des bras de mer de l'archipel (Thorsteinsson et Tozer, 1970).

La contribution relative des rifts, de l'érosion fluviale et du surcreusement glaciaire à la formation des bras de mer interinsulaires demeure problématique. Le développement généralisé des rifts a provoqué l'abaissement du fond des bras de mer actuels, tout au moins à l'échelle locale

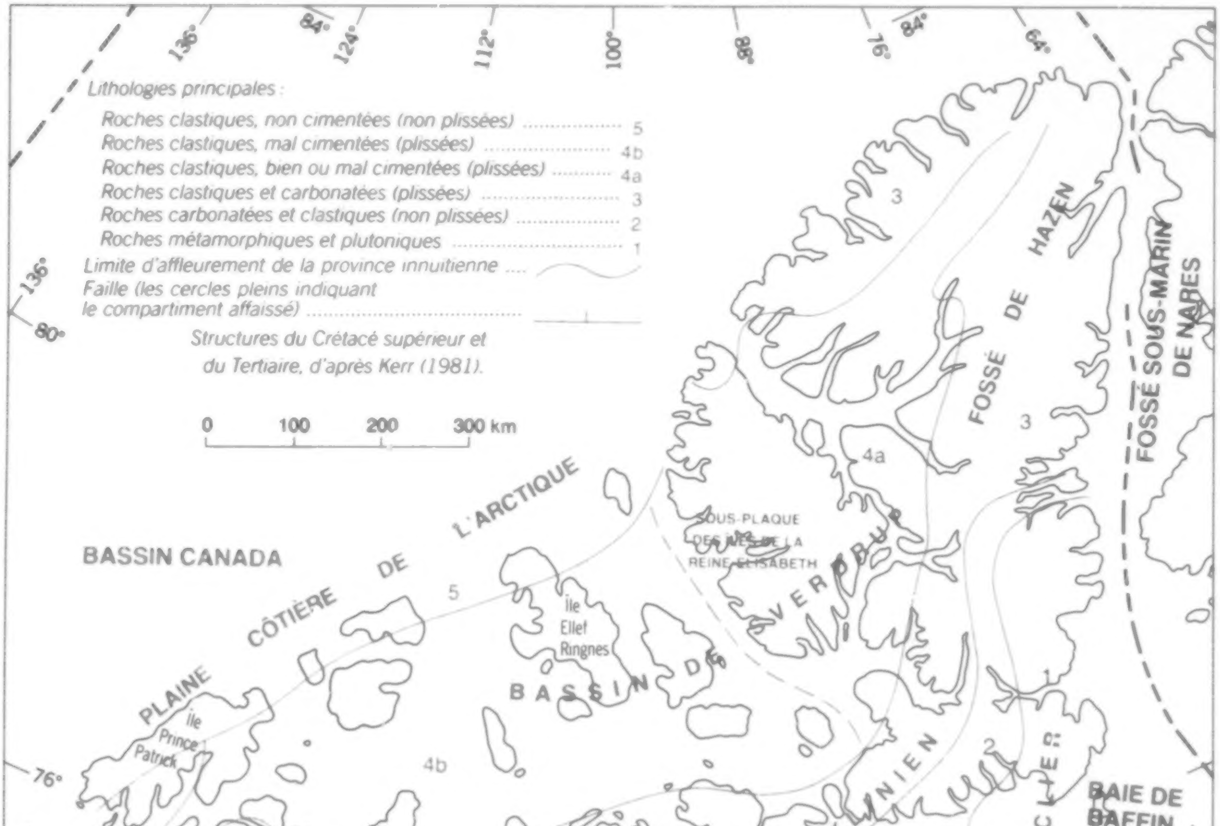
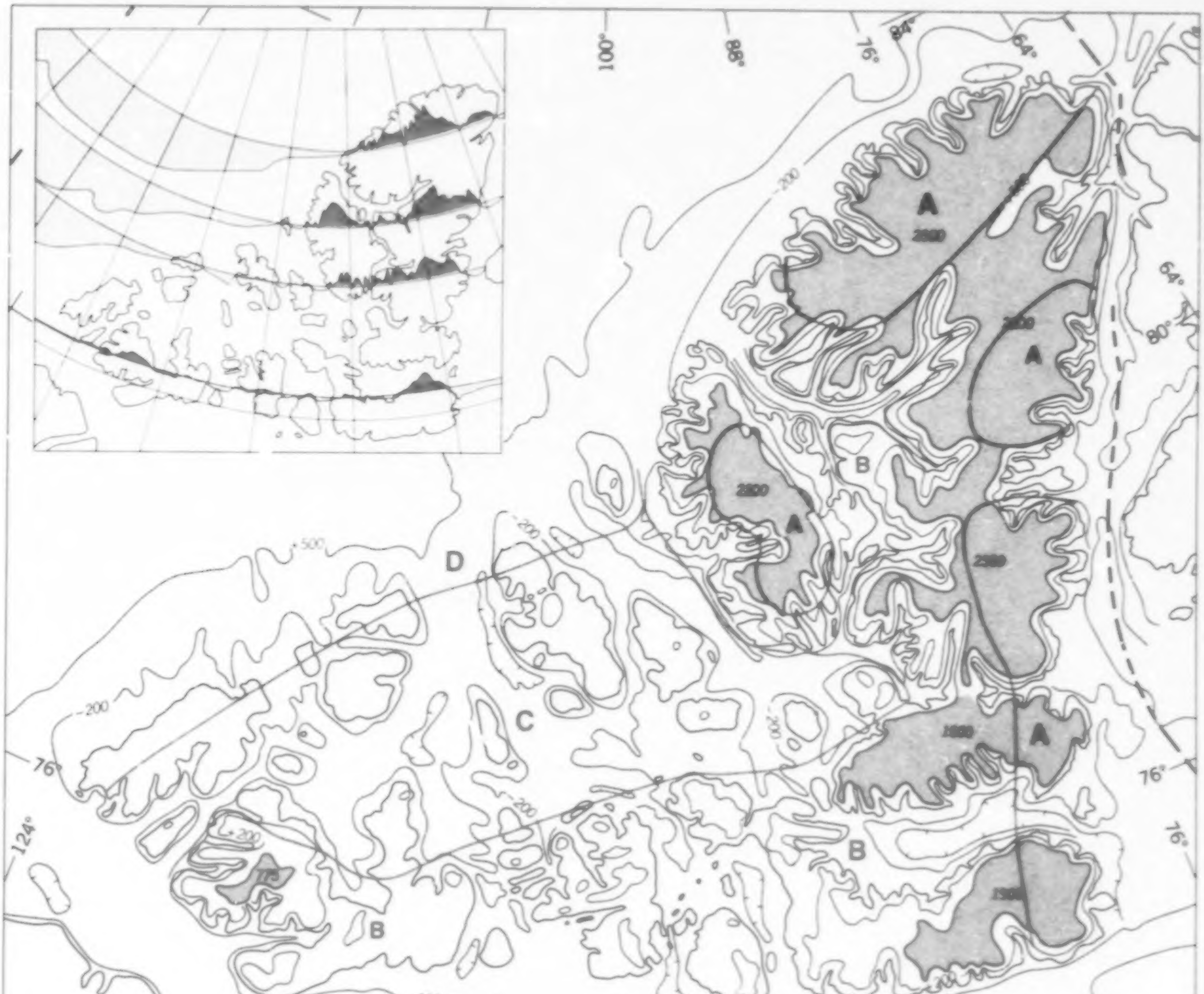


Figure 6-2. Géologie du pré-Quaternaire; provinces structurales des îles de la Reine-Élisabeth et structures du Crétacé supérieur et du Tertiaire.

(Daae et Rutgers, 1975; Kerr, 1980, 1981); il pourrait expliquer la présence de falaises littorales remarquablement rectilignes, entaillées localement par des vallées suspendues (île Somerset, partie sud de l'île Devon, partie sud-ouest de l'île Melville). Selon Fortier et Morley (1956), les bras de mer ont été creusés par des rivières issues d'un bassin versant arctique-atlantique; les données bathymétriques détaillées aux environs de l'ancienne ligne de partage des eaux au milieu du passage Parry ont permis à Bornhold et al. (1976) de reconstituer un réseau hydrographique très bien développé dont l'aspect est caractéristique des bassins continentaux actuels, non touchés par les gla-



Courbes de niveau .... +500
Courbes bathymétriques .... -500
Zones au-dessus de 500 m ....
Altitude maximale approximative .... +1900

Unités physiographiques ....
Montagnes découpées et échancrées; calottes glaciaires .... A
Relief en crêtes et sillons; plateau disséqué; quelques basses terres B
Basses terres C
Plaine .... D

Figure 6-3. Unités physiographiques et topographie terrestre et sous-marine des îles de la Reine-Élisabeth (d'après GEBCO 5-17, Service hydrographique du Canada, 1979); la carte en médaillon montre quatre coupes topographiques de la région (d'après l'Atlas national du Canada, 1973).

ciers. Cette reconstitution, ainsi que la présence de sédiments tertiaires meubles sur les sommets, les plateaux et au fond des vallées, indique que le surcreusement glaciaire dans les bras de mer a été à peu près nul. Cependant, les études sur les côtes des îles du nord-ouest et de l'est, dont un sommaire a été fait par Pelletier (1966), ainsi que l'étude du détroit de Nansen entreprise par Hattersley-Smith (1969a) semblent indiquer que les glaciers ont approfondi et élargi les principales vallées fluviales. La présence de seuils rocheux ou de barrières morainiques à la marge océanique de ces auges témoigne de la contribution des glaciers à leur façonnement. Les processus littoraux associés aux fluctuations du niveau de la mer au Cénozoïque supérieur et au Quaternaire ont vraisemblablement découpé autour de nombreuses îles les replats doucement inclinés qui se prolongent depuis 50 à 100 m d'altitude jusque sous le niveau marin actuel.

Climat et végétation

La plus grande partie de la région se trouve sous l'influence d'une masse d'air anticyclonique centrée sur l'océan Arctique, au large des îles du nord-ouest, tandis que la région sud-est est grandement influencée par l'activité cyclonique associée à la baie de Baffin. Les montagnes des îles orientales occupent une zone de transition; en été, le flux d'air froid venant du nord-ouest y est bloqué et les vents catabatiques aval viennent adoucir les températures (Maxwell, 1980; Edlund et Alt, 1989).

La moyenne annuelle des températures quotidiennes varie de −16 à −19 °C. En juillet, le mois le plus chaud, le maximum quotidien moyen varie de 7 à 8,5 °C, et la température maximale, de 15 à 22 °C. L'ensemble de l'archipel septentrional, sauf la partie sud-est, est extrêmement aride, le bilan hydrique net annuel étant presque nul (Bovis et Barry, 1974). La précipitation totale est de 60 à 160 mm, dont près de 40 % sous forme de pluie à la plupart des stations. Des pluies torrentielles pouvant atteindre 50 mm en vingt-quatre heures viennent parfois déséquilibrer les processus géomorphologiques normaux (Cogley et McCann, 1976; Hodgson, 1982). Toutefois, il faut remarquer que les stations météorologiques se trouvent uniquement dans les zones côtières, et qu'aucune donnée climatique sur la partie sud-est de la région n'est disponible.

La profondeur du pergélisol omniprésent peut dépasser 250 m, même le long du rivage actuel (Taylor et al., 1983). La brièveté de la période de dégel et l'aridité du climat limitent l'écoulement des eaux de surface et la formation d'étangs. Néanmoins, de la glace de ségrégation existe généralement jusqu'à une profondeur de quelques mètres dans les dépôts meubles (et par endroits, dans les dépôts consolidés); et des masses de glace sont présentes dans les fissures de gel, dans de rares pingos (Pissart, 1967; Balkwill et al., 1974; Hodgson, 1982) et dans les palses perçant la couverture organique éparse et mince (Washburn, 1983).

Les limites septentrionales de certaines grandes familles et espèces de plantes vasculaires (plantes ligneuses naines, principalement saules et éricacées, et laîches; Edlund, 1983) traversent actuellement les îles de la Reine-Élisabeth. Ce sont des indicateurs sensibles des oscillations climatiques. Les zones de végétation, appauvries au nord-ouest, forment un « L inversé »: elles sont zonales à travers les îles de l'ouest et du sud, et méridionales sur le pourtour des îles montagneuses de l'est entravant la circulation de l'air vers le nord-ouest (Edlund et Alt, 1989). Bien que subordonnés aux influences climatiques, les matériaux en surface influent sur la distribution des espèces; citons à titre d'exemples l'alcalinité particulièrement forte associée aux roches carbonatées altérées, la forte acidité de certains shales, ainsi que la salinité des sédiments marins argileux ou silteux (Edlund, 1983). L'existence possible de refuges biologiques dans les îles orientales au cours de la dernière glaciation (Brassard, 1971) ajoute à la complexité de la phytogéographie.

Aspects géotechniques

Le pergélisol et la couche active saisonnière (Heginbottom, 1989) limitent les activités d'aménagement du territoire, bien que les effets du dégel soient atténués par la faiblesse des précipitations annuelles. Certains facteurs régionaux doivent entrer en ligne de compte dans l'évaluation des applications géotechniques, notamment la granulométrie des dépôts, généralement décroissante vers l'ouest, et la présence de calottes glaciaires à l'est. La plupart des rapports faisant état des conditions géotechniques sont le fruit d'études de faisabilité de projets dans les domaines de l'énergie et du transport (Stangl et al., 1982) et de travaux de cartographie du milieu biophysique et de la géologie des dépôts en surface (Barnett et al., 1977; Hodgson, 1982).

L'évaluation des effets de l'aménagement du territoire fait grand cas de la perturbation du pergélisol. Les perturbations anthropiques du pergélisol entraînent successivement un bouleversement du réseau hydrographique superficiel, une érosion thermique et des ruptures de versants. Babb et Bliss (1974), Barnett et al. (1975), Hodgson (1982), Hodgson et Edlund (1975, 1978) et Kurfust et Veillette (1977) ont évalué la sensibilité de divers matériaux à ces processus.

Divers autres processus géomorphologiques naturels menacent parfois l'intégrité des ouvrages. Les pluies torrentielles (Cogley et McCann, 1976) et l'effondrement des barrages de glace ou de neige (Ballantyne et McCann, 1980; Heginbottom, 1984) risquent de déclencher des processus fluviatiles imprévisibles, éventuellement dommageables. Des ruptures de versants naturels se produisent souvent dans la couche active (Hodgson, 1982; Heginbottom, 1984; Mathewson et Mayer-Cole, 1984). Le seul éboulement important connu à ce jour a eu lieu au cap Hotham, dans l'île Cornwallis (Thorsteinsson, 1958). D'autres processus potentiellement destructifs sont l'érosion, l'abrasion et la sédimentation éoliennes, la corrosion associée à l'écoulement des eaux dans les unités lithologiques acides (Hodgson, 1982) et les poussées glacielles sur les côtes (Taylor et McCann, 1983).

Les épicentres sismiques sont groupés sous le détroit de Byam Martin et la partie nord-ouest de la baie de Baffin (Basham et al., 1977). Bien qu'aucune dislocation attribuable à la sismicité ou au soulèvement holocène différentiel n'ait été rapportée, il est possible que l'île Lougheed ait subi un soulèvement tectonique récent (Hodgson, 1981).

Ressources

Des sables quartzitiques pouvant servir d'agrégat abondent dans les dépôts fluviatiles, deltaïques et littoraux, et sous forme de lits meubles dans certaines formations rocheuses du Mésozoïque et du Cénozoïque. Les graviers

sont communs dans les dépôts fluviatiles et fluvioglaciaires et dans les dépôts de plages de forte énergie sur la côte des îles orientales et méridionales. La distribution des roches propices au broyage est similaire. Les sources d'agrégats sont plus rares dans les îles centrales et occidentales; par endroits, on utilise des pavages superficiels de vaste étendue reposant sur des sédiments plus fins pour répondre aux besoins locaux. Très peu de réservoirs naturels d'eau non gelée existent à longueur d'année. Les eaux de fonte des neiges alimentent de nombreuses rivières, notamment dans l'ouest de la région; ce ruissellement turbide se produit brièvement au début de l'été.

DÉPÔTS MEUBLES

D.A. Hodgson

Les dépôts meubles des îles de la Reine-Élisabeth se composent principalement de roches altérées ou faiblement lithifiées et par endroits, de sédiments quaternaires glaciaires et non glaciaires d'épaisseur variable.

Roches altérées

Les dépôts meubles des îles de la Reine-Élisabeth se composent en grande partie de roches altérées provenant de la désagrégation physique du substratum rocheux. Les mécanismes d'altération et de transport sous ce climat froid et aride sont mal connus. French (1976) et Washburn (1980) en ont examiné un certain nombre. Bien que, d'après Hudec (1973), l'altération des roches soit attribuable surtout à la microdésagrégation par hydratation, la croissance de la glace de ségrégation, très répandue sous la surface de gel, y contribue également.

L'épaisseur de la roche altérée, déterminée par forage, atteint souvent plusieurs mètres et dépasse largement l'épaisseur actuelle de la couche active (de 10 à 80 cm). Il faut donc se demander si cette désagrégation physique s'est produite sous la couche active ou si les dépôts plus épais de roche altérée se sont formés lorsque la couche active était plus épaisse. L'altération chimique entraîne la corrosion de la surface des roches carbonatées et surtout des roches évaporitiques; Watts (1983) a avancé l'idée que les roches cristallines du sud-est, sous l'influence des masses d'air chargées d'humidité en provenance de la baie de Baffin, subissent une microfracturation attribuable à la cristallisation de sels. Ailleurs, l'aridité provoque l'efflorescence de sels à la surface de certains shales crétacés (Christie, 1967). Les processus pédogénétiques sont rarement assez bien développés pour produire des classes de sols différenciées, quoique Tarnocai (1976) a décrit des cryosols dans certaines régions mal drainées de l'île Bathurst, et que Tedrow (1977) a reconnu des catégories de sols polaires à des endroits non géliturbés. Foscolos et Kodama (1981) et Hodgson (1982) n'ont pas trouvé d'indices manifestes de pédogenèse dans des sites plus secs sur l'île Ellef Ringnes.

Hodgson, D.A.
1989: Dépôts meubles. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 6, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

La grosseur des fragments du manteau d'altération est largement fonction du degré de cimentation des roches. Les roches faiblement cimentées se désagrègent pour former du sable et du silt tandis que les roches bien cimentées se fragmentent en cailloux ou en gros blocs. Les particules fines peuvent s'accumuler séparément des blocs là où les processus superficiels sont intenses, par exemple au centre des cercles de pierres et au pied des talus d'éboulis. En général, les particules fines, composées en grande partie de silt et de fragments de la taille des sables fins ou des argiles, ne constituent qu'une composante mineure. On reconnaît facilement dans la couverture altérée d'autres caractéristiques des roches sous-jacentes: l'alcalinité, que traduit la nature de la végétation croissant sur les roches carbonatées paléozoïques (Edlund, 1983), et les pH très acides, voire corrosifs, mesurés dans les dépôts superficiels dérivés de certains sédiments du bassin de Sverdrup (Hodgson, 1982). Les données sur les vitesses d'altération ou sur l'âge absolu de la couverture altérée sont peu nombreuses et, comme c'est le cas dans d'autres régions périphériques de l'Inlandsis laurentidien au Wisconsinien supérieur (Vincent, 1989), le lien entre les limites de l'extension des glaces et l'intensité de l'altération du substratum rocheux demeure problématique.

Le problème le plus significatif est de savoir s'il y a correspondance entre les différentes zones d'altération et l'âge des diverses glaciations, ou si ces zones représentent plutôt les limites des différentes parties d'une même masse glaciaire à pouvoir érosif variable. Troelsen (1952), Fyles (in Jenness, 1962) et Hattersley-Smith (1969a) ont décrit des zones d'altération à divers endroits dans l'île d'Ellesmere, et Boesch (1963) en a décrit dans l'île Axel Heiberg. England et Bradley (1978) en distinguent au moins quatre dans le nord-est de l'île d'Ellesmere; leur âge varie entre le pré-Quaternaire et la dernière glaciation et peut être mis en corrélation avec celui de glaciations. Blake (1978), Watts (1983) et Hodgson (1985) ont soulevé un problème relativement à l'interprétation préconisant une correspondance entre les zones d'altération et les limites d'anciennes glaciations; ils ont montré que le dernier inlandsis a épargné de vastes étendues couvertes d'altérites, tandis qu'il a profondément décapé d'autres régions.

En général, l'établissement d'unités lithostratigraphiques constitue la base la plus utile et la plus détaillée pour la description des terrains altérés (Hodgson, 1982). Néanmoins, bon nombre des formations cartographiées se composent de lithologies différentes impossibles à subdiviser sur une carte des dépôts meubles à moins qu'elles n'affleurent sur de vastes étendues, comme dans le cas de la couverture sédimentaire horizontale de la Plate-forme de l'Arctique (voir Hodgson et Vincent, 1984b). Bien que les mouvements de masse et les processus fluviatiles aient redistribué les roches altérées, les contacts lithologiques se démarquent généralement sur les photographies aériennes et les images prises par satellite, en raison des variations induites dans la végétation, l'humidité, le microrelief et l'albédo des roches altérées.

Dépôts glaciaires

Malgré l'englacement général, ou presque, des îles de la Reine-Élisabeth au cours du Pléistocène, les dépôts glaciaires y sont peu nombreux (fig. 6-4); par contre, ils abondent dans les îles sises au sud du passage Parry (Vincent, 1983; Dyke, 1983). Ce net contraste peut s'expliquer en partie

par le fait que les systèmes glaciaires du Pléistocène supérieur au nord du passage différaient fondamentalement de ceux au sud, n'ayant généralement pas laissé de dépôts glaciaires, si ce n'est une couche mince et discontinue de till à peine distinct de la roche altérée. Les minces dépôts glaciaires des îles de la Reine-Élisabeth pourraient aussi représenter les vestiges d'une couche de till qui recouvrait l'ensemble de l'archipel avant la dernière glaciation et qui aurait été érodée subséquemment. L'âge et les caractéristiques des glaciations antérieures hypothétiques demeurent inconnus (England, 1985). Cependant, les dépôts glaciaires connus se trouvent en majeure partie dans les secteurs des îles orientales et méridionales qui ont été indubitablement déglacés au début de l'Holocène. De petits dépôts glaciaires, quoique proéminents, bordent les marges glaciaires actuelles, lesquelles ont fluctué tout au long de l'Holocène (Blake, 1981b).

Till

Le till clairement identifiable se présente généralement en placage mince (< 2 m), dépourvu de formes construites. Les moraines latérales discontinues trouvées dans l'île d'Ellesmere et l'île Axel Heiberg proviennent de glaciers de vallée, tandis que les moraines terminales associées sont composées en grande partie de sédiments fluvioglaciaires

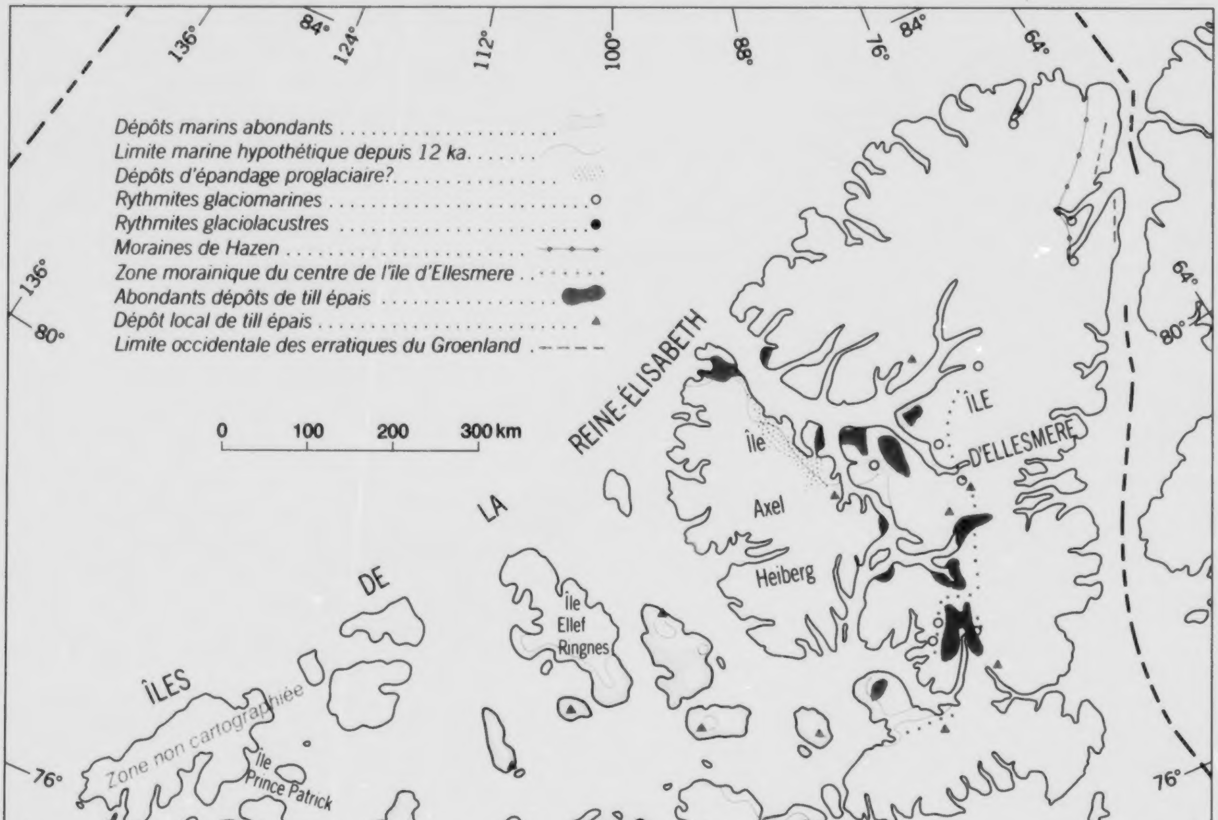


Figure 6-4. Répartition généralisée des dépôts glaciaires et marins.

et glaciomarins. Ailleurs, les moraines frontales sont rares.

Là où les glaciers s'avançaient sur la terre ferme, la texture du till est manifestement fonction des unités lithologiques en amont. Le till déposé par des glaciers confinés dans un bras de mer contient souvent des dépôts marins silto-argileux (rivage sud-ouest du fjord Greely, partie nord-est de l'île Amund Ringnes, rivages sud de l'île Melville et de l'île Byam Martin). À certains endroits en bordure des chenaux, Sim (1961) a noté la présence de fragments de coquillages quaternaires transportés par les glaciers jusqu'à une altitude de 600 m.

Dans certains cas, les erratiques trouvés dans le till peuvent servir à indiquer la direction d'écoulement glaciaire. Des erratiques cristallins, déposés par des glaces provenant du Groenland, sont présents à l'est du lac Hazen, dans la partie nord de l'île d'Ellesmere (Christie, 1967; England et Bradley, 1978). À l'échelle locale, les grès et conglomérats permocarbonifères du bassin de Sverdrup, qui affleurent sous forme de nunataks dans les monts Grant Land, dans le nord de l'île d'Ellesmere, proviennent d'anciens glaciers qui ont recouvert le plateau du lac Hazen au sud-est. Des erratiques dont la source est située au sud du passage Parry ont été observés dans toutes les grandes îles centrales et occidentales, au-dessus de la limite marine maximale connue (Fortier et al., 1963; Tozer et Thorsteinsson, 1964; St-Onge, 1965; J.G. Fyles, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1986). En outre, dans le sud de l'île Melville, des tills de provenance méridionale ont été reconnus à cause de leur lithologie nettement calcaire (semblable à celle des tills de l'île Victoria), les roches locales n'étant pas calcaires. Bizarrement, aucun erratique du Bouclier n'a été trouvé au-delà de la limite nord du Bouclier dans les îles orientales; pourtant, il existe des erratiques de gneiss et de granite jusqu'à 300 m d'altitude entre le Bouclier canadien et la partie sud du détroit d'Eureka (Tozer, 1963), et à des altitudes supérieures immédiatement à l'est du Bouclier (Christie, 1967).

Dépôts fluvioglaciaires

On trouve des dépôts ressemblant à des eskers dans les îles centrales et occidentales, tandis que les eskers sont extrêmement rares dans les îles orientales. Ces crêtes linéaires ou légèrement sinueuses de gravier silteux, ayant une épaisseur de 5 à 20 m ou plus, une largeur de 50 à 500 m et une longueur pouvant atteindre 15 km, existent dans les îles Amund Ringnes, Bathurst, Ellef Ringnes, King Christian et Lougheed, de même que dans le nord-ouest de l'île Melville (Roots, 1963; Blake, 1964; St-Onge, 1965; Prest et al., 1968; Stott, 1969; Hodgson, 1982). Aucune structure interne n'a pu être observée, non plus que la direction du transport sédimentaire.

Des sandurs et deltas de kames se sont formés au cours de pauses et durant le retrait des principaux lobes glaciaires ou glaciers de vallée dans les îles orientales (Hattersley-Smith et Long, 1967; Hodgson, 1973, 1985; England, 1974). Il y a aussi des dépôts non datés, notamment une zone de vastes sandurs très érodés dans le nord-est de l'île Axel Heiberg (fig. 6-4), ainsi que des kames massifs sur la marge distale du Till de Dundas, dans l'île Melville (Hodgson et al., 1984).

Les chenaux juxtaglaciaires érodés par les eaux de fusion sont beaucoup plus nombreux que les dépôts. Non seulement trouve-t-on des séries de chenaux bien conservés en bordure des calottes glaciaires actuelles des îles orientales, mais il y en a aussi, non datés, jusqu'à une altitude de 600 m, à proximité du détroit d'Eureka et dans les îles Devon, Cornwallis (Edlund, sous presse), Bathurst (Blake, 1964) et Melville (Hodgson et al., 1984). Tous ces chenaux témoignent d'un retrait glaciaire vers l'intérieur des terres. Aucun exemple incontestable de chenal juxtaglaciaire n'a été trouvé dans les îles Ringnes ou dans les îles voisines.

Dépôts glaciomarins

Les dépôts marins pouvant être associés à une phase glaciaire sont peu nombreux et très dispersés (fig. 6-4); dans de tels cas, ils revêtent une importance particulière, puisque la datation au ^{14}C des mollusques qu'ils contiennent pourrait permettre d'établir la chronologie des événements glaciaires. Des dépôts de silt ou de sable fin, qui ont localement une épaisseur de 50 m et qui sont composés de lits épais de 1 à 50 cm, sont généralement situés en bordure ou à faible distance en aval des grandes moraines frontales ou des deltas de kames dans les parties centrale et nord-est de l'île d'Ellesmere (fig. 6-4; England, 1974, 1978; Hodgson, 1973, 1985). Les sédiments rubanés de l'ouest de l'île Byam Martin se sont accumulés sur la marge distale de l'Inlandsis laurentidien, tandis que les rythmites isolées présentes sur l'île Cornwall et dans le nord-ouest de l'île Melville ont vraisemblablement une origine glaciolacustre (Hodgson et al., 1984). Selon Marlowe (1968), les sédiments laminés sous-jacents à une mince couche massive dans les carottes provenant de la mer de Prince Gustav Adolph et des environs de l'île Lougheed résulteraient d'une sédimentation glaciaire dans une mer de volume réduit et à circulation restreinte.

Dépôts non glaciaires

Les sédiments marins sont les seuls dépôts superficiels non glaciaires dont l'extension horizontale est suffisante pour apparaître à la figure 6-4. Les sédiments fluviatiles sont relativement abondants et forment d'étroits dépôts isolés le long des rivières. Les dépôts organiques et éoliens n'ont qu'une importance accessoire.

Dépôts marins

Des dépôts marins sont présents à des altitudes maximales allant de quelques mètres à l'extrémité ouest de la région jusqu'à plus de 100 m sur plusieurs des îles centrales et orientales (fig. 6-4). La submersion de vastes étendues de terrain à la fin du Pléistocène et au début de l'Holocène a laissé une mince couche de sédiments qui ont ensuite été partiellement érodés. En général, l'âge maximal des mollusques présents dans ces sédiments passe d'environ 11 ka dans l'ouest de l'archipel à 9-7 ka environ dans certains fjords intérieurs de l'île d'Ellesmere.

Dans une grande partie de cette région, les limites marines ne correspondent pas aux altitudes maximales des sédiments littoraux inorganiques. Souvent des coquillages marins sont présents à des altitudes supérieures à celles des dépôts marins identifiables et rattachés au même épisode. Ailleurs, une végétation halophyte est souvent le seul indice d'une transgression marine dont la limite dépassait l'altitude à laquelle sont présents les coquillages ou les sédiments marins (Barnett, 1972). La formation des

plages a pu ne pas commencer au cours du maximum de la transgression marine; elle coïnciderait plutôt avec un ralentissement de l'émersion ou avec la disparition saisonnière de la banquise (Bird, 1967, p. 118). Actuellement, la présence de glaces permanentes et l'absence de matériaux grossiers limitent la formation de plages dans les îles du nord-ouest (McLaren, 1982; Taylor et McCann, 1983). En général, la taille des levées de plage soulevées s'accroît vers le sud-est; la durée accrue de l'inter-glaciel étant accompagnée d'une augmentation de l'énergie des vagues.

L'émersion de la région produit normalement la séquence suivante de sédiments régressifs: sur une couche silteuse ou argilo-silteuse, atteignant localement une épaisseur de 30 m, reposent des dépôts de sables ou de graviers littoraux pouvant dépasser 10 m à proximité des deltas. Cette séquence est présente dans les cas où la source des sédiments a une granulométrie mixte. Lorsque la lithologie sous-jacente et celle des terres intérieures sont uniformément grossières ou fines, tous les sédiments régressifs, autant ceux des faciès d'eau profonde que ceux d'eau peu profonde, peuvent présenter des caractéristiques similaires. Les sédiments marins transgressifs semblent absents, bien que ce type de faciès aurait dû être déposé au cours de l'enfoncement isostatique associé à la dernière glaciation et être préservé, tout au moins localement, dans les régions non englacées.

Dépôts fluviatiles

Les plus vastes étendues de dépôts fluviatiles reposent sur le substratum de roches détritiques grossières dans les îles de basse altitude du nord-ouest de l'archipel. La fonte des neiges au début de l'été y a creusé de larges chenaux à fond plat. Dans les îles méridionales et orientales au relief plus vigoureux, les cours d'eau sont davantage encaissés, l'émersion est plus marquée et les terrasses et chenaux entaillés abondent. En général, la longueur relativement limitée des cours d'eau et le volume considérable des eaux nivales causent l'expulsion des sédiments plus fins; les matériaux grossiers étant abandonnés sur les plaines inondables et les terrasses. Bon nombre de rivières à régime glaciaire érigent actuellement des sandurs. McCann et al. (1972), French (1976) et Washburn (1980) ont examiné les régimes hydrologiques du Haut-Arctique.

Les deltas en progression se construisent aisément en milieu littoral à faible énergie. Ce processus, conjugué à l'émersion holocène, laisse souvent une bande de sédiments deltaïques qui s'étendent depuis la limite marine jusqu'au rivage actuel et dans lesquels les cours d'eau actuels creusent leur lit. Sur les littoraux de faible énergie, les deltas soulevés forment des plans inclinés vers la mer. Par contre, dans les zones littorales de plus forte énergie, au sud-est, les deltas soulevés présentent une série de ressauts formés sous l'action des vagues et des courants. La composition de ces deltas varie en fonction des apports sédimentaires du bassin versant, des caractéristiques hydrauliques des cours d'eau et de la compétence des eaux côtières. L'égouttement des eaux s'effectue mal sur les terrasses, qui sont donc très sujettes à la croissance et à la fonte de la glace des fentes de gel. L'extrême développement des thermokarsts sur certains deltas des îles Ellef Ringnes et King Christian semble indiquer que ces dépôts sont antérieurs à l'Holocène.

Dépôts éoliens

Le vent joue un rôle important, en particulier sur les sandurs et les plaines côtières émergées, de même que dans les zones adjacentes (St-Onge, 1965; French, 1976; Pissart et al., 1977; Hodgson, 1982). L'érosion éolienne a laissé partout des traces; toutefois les dépôts éoliens, tels les dunes, ne sont présents qu'à proximité des principales sources de sable. Des résidus de déflation désertiques et des cailloux éolisés comptent parmi les formes d'érosion éolienne.

Dépôts organiques

Les accumulations de végétaux, formées sur de grandes étendues (plusieurs kilomètres carrés) mais sur de faibles épaisseurs (< 10 cm), sont restreintes aux basses terres mal drainées et contenant les substances nutritives propices à la croissance d'une végétation relativement prolifique. Des terrains de ce type sont présents au milieu de l'île Bathurst (col Polar Bear), sur la côte est de la baie Norvégienne et dans la partie centrale de la péninsule Fosheim. D'autres zones, moins étendues, s'observent fréquemment au fond des fjords et des baies, même lorsque le terrain avoisinant est dépourvu de végétation. Les dépôts épars de tourbe, d'une épaisseur de plusieurs mètres, ont souvent moins de 9 ka. Blake (1972, 1974, 1982) a trouvé des dépôts tourbeux antérieurs à la dernière glaciation à plusieurs endroits dans les îles de la Reine-Élisabeth.

STRATIGRAPHIE ET CHRONOLOGIE DU QUATERNAIRE

D.A. Hodgson

Les études chronostratigraphiques du Pléistocène et de l'Holocène inférieur ont donné les meilleurs résultats dans le nord-est et le sud-ouest, là où des glaces d'origine externe ont laissé des dépôts typiques qui sont localement interdigités avec des dépôts marins et, par endroits, avec les dépôts de glaciers locaux. Dans le présent rapport, ces deux régions (nord-est et sud-ouest) sont décrites séparément.

Avant-dernière glaciation

Une toundra forestière s'est développée dans les zones côtières arctiques au cours du Pliocène (Funder et al., 1985; Matthews, 1987). La présence de débris glaciels dans des sédiments pliocènes de l'océan Arctique (Hermann et Hopkins, 1980), dans des sédiments marins soulevés du Groenland septentrional (Funder et al., 1985) et dans les sédiments de l'océan Atlantique (Berggren, 1972) indique que des glaciers s'étaient formés avant le Quaternaire, vraisemblablement en Alaska, dans l'île de Baffin, au Groenland et dans l'île d'Ellesmere.

À en juger par les indices géologiques, les glaciers qui ont envahi les îles de la Reine-Élisabeth, à un nombre inconnu de reprises au cours du Quaternaire et du Ter-

Hodgson, D.A.
1989: Stratigraphie et chronologie du Quaternaire. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 6, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

tiaire supérieur, étaient beaucoup plus épais et plus vastes antérieurement à la dernière glaciation. Selon Craig et Fyles (1960), les erratiques du Bouclier trouvés sur la plupart des îles, principaux témoins des vastes glaciations antérieures, ont été dispersés par un complexe glaciaire d'Ellesmere-Baffin. Cependant, l'auteur estime que l'uniforme rareté de ces erratiques dans l'ensemble de la région indique qu'ils proviennent d'un glacier continental s'écoulant vers le nord et qu'ils ont été transportés sur de très longues distances depuis les régions continentales du Bouclier. Selon Vincent et al. (1984), il y aurait eu une seule avancée glaciaire continentale suffisamment importante pour couvrir la majeure partie des îles occidentales de la Reine-Élisabeth; elle serait contemporaine de la Glaciation de Banks et daterait de l'Époque inverse de Matuyama (Quaternaire inférieur). Par contre, les îles orientales ont peut-être échappé à la glaciation continentale, même pendant cette période d'englacement majeur; elles auraient plutôt été occupées par des calottes glaciaires indépendantes, parfois coalescentes (Craig et Fyles, 1960, fig. 1). Les glaces du Groenland ont envahi le nord-est de l'île d'Ellesmere à plusieurs reprises (Christie, 1967; Prest et al., 1968). England et Bednarski (ce chapitre, 1989) estiment que ces glaces ont dépassé le détroit de Nares sur une distance maximum de 100 km.

Dernier interglaciaire ou interstade

De nombreuses collections de coquillages marins émergés et des échantillons de végétaux terrestres ont donné des âges ^{14}C variant de 20 à 45 ka ou encore des âges au-delà de la limite du ^{14}C. Il serait prudent de considérer les âges significatifs comme des minima (Blake, 1974). Les rapports d'acides aminés libres de ces échantillons se groupent entre 0,15 et 0,3 (Blake, 1980; England et al., 1981; Washburn et Stuiver, 1985). Aucun de ces échantillons n'a été prélevé entre les dépôts d'avancées glaciaires successives, ni dans des dépôts associés à des sols ou des horizons d'altération enfouis, bien que certains témoignent vraisemblablement d'un climat plus chaud que celui d'aujourd'hui.

À plusieurs endroits, des coquillages en place ont été trouvés sous des diamictons contenant des cailloux striés. Des coquillages et des algues marines à cette position stratigraphique dans le sud de l'île d'Ellesmere sont datés à 35-40 ka (Blake, 1980). Dans un chenal proglaciaire du centre sud de l'île d'Ellesmere, une épaisse couche de tourbe surmontée d'un till a été datée à plus de 52 ka (Blake et Matthews, 1979; Blake, 1982).

Des coquillages, datés à 20-45 ka ou encore d'âge non significatif, ont été recueillis en surface ou à l'intérieur d'un till ou d'un diamicton. Quelques-uns ont été trouvés à des sites bien au-dessus de toute limite marine connue et pourraient être antérieurs au transport glaciaire; ou encore, il pourrait s'agir des seuls vestiges d'une ancienne submersion. Ces sites varient entre 124 et 205 m d'altitude dans l'île Cornwallis et dans les îles voisines (Washburn et Stuiver, 1985, tableau 1), et dans le sud de l'île d'Ellesmere (Blake, 1975, tableau 1). D'autres coquillages sont présents à plus de 600 m d'altitude sur le rivage nord-est du détroit d'Eureka (Sim, 1961; Dyck et Fyles, 1964). Des coquillages, datés à plus de 20 ka, ont été recueillis à la limite marine holocène ou plus bas, dans le nord de l'île d'Ellesmere (England et al., 1981), dans le nord de l'île Axel Heiberg (Dyck et Fyles, 1964, p. 179), dans le centre sud de l'île d'Ellesmere (Hodgson, 1985), dans le sud des îles d'Ellesmere et Graham (Blake, 1975, tableau 1), dans l'île Devon (Barr, 1971; Lowdon et Blake, 1973, p. 39), dans l'île Cornwallis et les îles voisines (Washburn et Stuiver, 1985, tableau 1), dans l'île Bathurst (Blake, 1974, tableau 2) et dans l'île Melville (Lowdon et Blake, 1968, p. 241). Dans presque tous les cas, les espèces de mollusques observées sont représentatives des conditions arctiques actuelles, bien que *Mytilus edulis*, daté à plus de 38 ka sur l'île Coburg, n'ait pas encore été trouvé sur les rivages actuels des îles de la Reine-Élisabeth (Blake, 1973).

La datation au ^{14}C de dépôts terrestres organiques, principalement des plantes de toundra conservées dans des dépôts de tourbe, a donné des âges significatifs et non significatifs supérieurs à 30 ka (Blake, 1974, tableaux 1 et 3; Blake, 1982). Certains de ces dépôts contiennent des fragments d'insectes et des graines typiques du Bas-Arctique ou de l'Arctique moyen (Blake, 1982; Hodgson, 1985, p. 351). Les niveaux marins associés à ces dépôts varient entre celui d'aujourd'hui et un niveau supérieur au maximum holocène.

En résumé, faute de données stratigraphiques et chronologiques adéquates, il est impossible de déterminer si les matériaux organiques datés au ^{14}C à plus de 20 ka ont été déposés pendant le dernier interglaciaire, dans une baie libre de glace au cours d'un interstade de la dernière glaciation, ou encore dans un milieu non glaciaire qui aurait existé tout au long de la dernière glaciation.

Dernière glaciation[1]

La conception générale de la nature et de l'extension de la dernière glaciation est passée par trois phases. Des levés de reconnaissance ont d'abord révélé que les indicateurs glaciaires classiques se limitent essentiellement aux îles orientales (îles d'Ellesmere, Axel Heiberg et Devon). On supposait que ces îles étaient interreliées par un complexe glaciaire formé dans la zone des hautes terres orientales, tout en admettant l'existence possible de calottes glaciaires locales en d'autres endroits (Wilson et al., 1958; Craig et Fyles, 1960, fig. 1). Puis, en se fondant sur la configuration de l'émersion holocène, Blake (1964, 1970, 1972, 1975) a proposé que l'Inlandsis innuitien, illustré par Prest (1969), aurait recouvert une grande partie des îles de la Reine-Élisabeth. Mayewski et al. (1981) attribuent l'absence de formes glaciaires relativement fraîches (ou parfois de toute forme glaciaire) dans les îles centrales et occidentales à un régime thermique froid à la base de l'inlandsis. England (1974, 1976b, 1978, 1983), pour sa part, a préféré restreindre les limites de la dernière glaciation aux régions du nord-est de l'île d'Ellesmere et du nord-ouest du Groenland. Selon lui, les calottes glaciaires actuelles des hautes terres des îles de la Reine-Élisabeth ont progressé de 10 à 40 km pendant que d'autres calottes se formaient sur des hautes terres actuellement déglacées. Ensemble, ces glaciers formaient le Complexe glaciaire de Franklin; ce complexe discontinu a épargné une grande partie de l'archipel septentrional. Andrews et Miller (1976), Paterson (1977a), Boulton (1979), England et al. (1981) et Hodgson (1985) ont examiné et discuté ces hypothèses. Bien que ni l'un ni l'autre des deux modèles propo-

[1] Les événements quaternaires du sud de l'île Melville et du nord de l'île d'Ellesmere seront examinés séparément dans ce chapitre.

sés n'ait été illustré par les protagonistes de cette controverse, la figure 6-5 présente les limites approximatives de l'hypothétique Inlandsis innuitien et du Complexe glaciaire de Franklin.

Étendue des glaces

Les seuls territoires incontestablement englacés au cours de la dernière glaciation sont les régions adjacentes aux calottes glaciaires actuelles du nord et du centre de l'île d'Ellesmere, de même qu'une région de la côte sud de l'île Melville (fig. 6-4) qui a été recouverte par une plate-forme glaciaire associée à l'Inlandsis laurentidien. D'après l'analyse des carottes, les terrains sous-jacents aux calottes glaciaires Agassiz et Devon actuelles ont été continuellement recouverts de glace depuis 100 ka (Fisher et Koerner, 1983).

Une zone de sédiments glaciaires s'étendant sur 500 km de longueur (fig. 6-4) dans le centre ouest de l'île d'Ellesmere, et située de 10 à 60 km à l'ouest des calottes actuelles, a été déposée lors de fluctuations de la marge glaciaire entre 9 et 7 ka (Hodgson, 1985). Ces dépôts morainiques sont contemporains des Moraines de Hazen du nord-est de l'île d'Ellesmere (England, 1978; England et Bed-

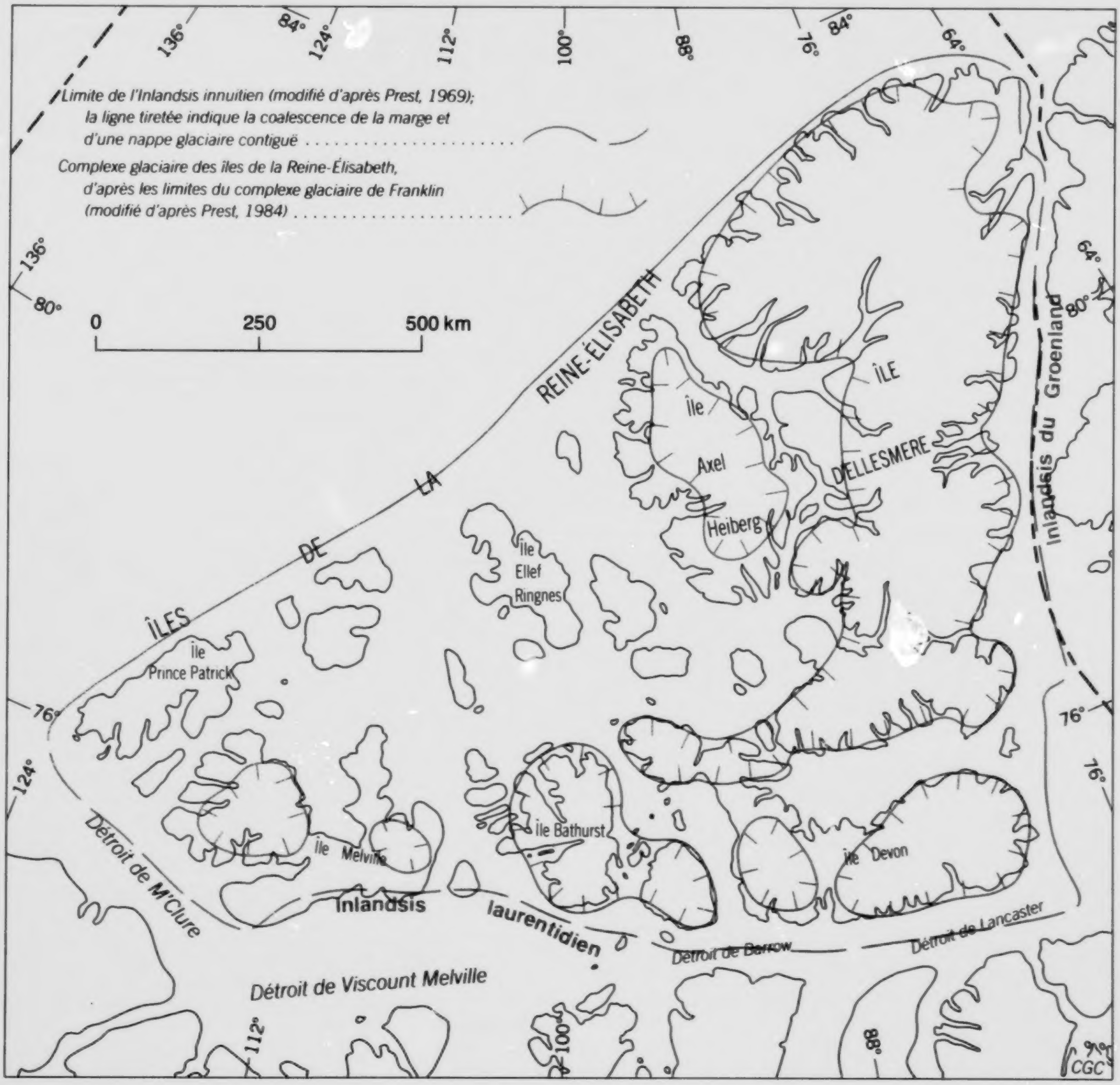


Figure 6-5. Extension maximale (Inlandsis innuitien?) et minimale (Complexe glaciaire de Franklin?) de la glaciation dans les îles de la Reine-Élisabeth pendant le dernier stade glaciaire.

narski, ce chapitre, 1989). Des coquillages provenant de rythmites glaciomarines à deux sites sur le côté distal de ces dépôts morainiques ont été datés à 8,8 et 8,7 ka (Hodgson, 1985). La tête des fjords sur le côté proximal des dépôts morainiques était déjà déglacée entre 7,5 et 6,7 ka. Hodgson a déduit que la limite de la dernière avancée glaciaire dans la partie centrale de l'île d'Ellesmere est située à une distance inconnue au delà de la zone de dépôts morainiques, alors que les Moraines de Hazen, selon England, marqueraient la limite du dernier maximum glaciaire. En outre, en se fondant sur les indices d'une glaciation récente dans la plaine de Braskeruds, qui est située à une altitude de 500 m en position topographique abritée, Hodgson a proposé que le centre et le sud de l'île d'Ellesmere ainsi que les territoires contigus, y compris la presqu'île Grinnell, dans l'île Devon, étaient en grande partie englacés à cette époque.

Par ailleurs, dans les monts Krieger, au nord de la zone de dépôts morainiques, Völk (1980), King (1981) et Barsch et al. (1981) ont situé la limite de la dernière glaciation à quelques kilomètres seulement au-delà des marges glaciaires actuelles. Cette hypothèse s'appuie sur la morphostratigraphie et sur la présence, dans les dépôts proglaciaires, de débris végétaux allochtones datés à environ 35 ka. Les formes proglaciaires présentes à la tête du fjord Tanquary et de la baie Antoinette, similaires à celles de la zone de dépôts morainiques du centre de l'île d'Ellesmere, sont antérieures à des sédiments marins datés à 6,8 ka (Hattersley-Smith et Long, 1967).

Au cours de la dernière glaciation, il y a peut-être eu une avancée glaciaire dans la partie centre ouest de l'île Axel Heiberg, où Boesch (1963) a distingué une zone supérieure de formes d'érosion glaciaire altérées, et une zone inférieure de formes bien conservées. Dans cette dernière, Müller (1963) a recueilli des mollusques, datés à 9 ka, à la surface de dépôts proglaciaires, à 5 m du front actuel du glacier Thompson.

Le dernier recouvrement glaciaire hypothétique, montré à la figure 6-6, est constitué de calottes plus coalescentes que celles délimitées par England (1976b). Il ressemble au complexe glaciaire des îles de la Reine-Élisabeth décrit par Prest (1984). Il semble par ailleurs que l'île Bathurst ait été englacée avant 9 ka environ, ainsi que l'indiquent les traces nettes d'un écoulement glaciaire radial (Blake, 1964) et par la différence d'âge de 1 ka entre des coquillages trouvés à ce que l'on croit être la limite marine, à divers endroits dans l'île. En outre, les sédiments déposés par une plate-forme glaciaire associée à l'Inlandsis laurentidien sont présents dans les îles Byam Martin et Melville, mais non dans l'île Bathurst juste à l'est, ce qui laisse supposer que cette dernière était recouverte d'une calotte glaciaire locale. La présence de dépôts d'épandage fluvioglaciaire et de dépôts glaciolacustres et glaciomarins d'âge inconnu témoigne de l'existence d'une calotte glaciaire locale similaire, dans l'ouest de l'île Melville.

À ce modèle d'une couverture glaciaire locale, Blake (1986) a opposé l'idée d'un courant glaciaire massif alimenté par les glaciers de l'île d'Ellesmere, et probablement aussi par ceux du Groenland, s'écoulant vers le sud par le détroit de Smith pendant la dernière glaciation. La fraîcheur apparente du modelé glaciaire ainsi que les données chronologiques tirées de sédiments lacustres et de dépôts marins soulevés viennent appuyer cette hypothèse.

Submersion marine

Quelle qu'ait été l'étendue de la dernière glaciation, un fait est clair: le niveau marin relatif était très élevé partout dans l'archipel septentrional vers la fin de l'événement, atteignant par endroits au moins 150 m au-dessus du niveau actuel (fig. 6-7). Blake (1976) a examiné les relations terre-mer depuis 15 ka. Les premiers modèles de variations du niveau marin dans l'ensemble de l'archipel (Blake, 1970; Walcott, 1970) supposaient que la sédimentation des dépôts marins d'âge significatif les plus anciens avait suivi de peu la déglaciation (Blake, 1970, fig. 12). Dans cette hypothèse, la décroissance vers l'est de l'âge des mollusques les plus anciens, soit d'environ 11,5 ka dans les îles occidentales à 9 ka dans le centre est, témoignerait d'un retrait du front glaciaire dans la même direction. Ces premiers modèles présumaient également que la zone d'émersion maximale (dans la région située entre l'île Bathurst et le nord du détroit d'Eureka) coïncidait avec l'aire de surcharge glaciaire maximale. Or, les seuls dépôts de la dernière glaciation que l'on ait découverts à ce jour en contact avec des sédiments du dernier maximum marin se trouvent dans l'île d'Ellesmere, l'île Melville (glaces laurentidiennes) et l'île Axel Heiberg. England (1976b) et Andrews et Miller (1976, p. 13) ont critiqué ce modèle, le premier soutenant que l'existence d'un lien entre dépôts glaciaires et dépôts marins dans la partie centrale des îles de la Reine-Élisabeth restait à démontrer stratigraphiquement, et les seconds soulignant qu'une submersion marine n'était pas une attestation incontestable d'un recouvrement glaciaire à chaque position de la limite marine. Une reconstitution de l'histoire glaciaire basée sur les seules variations de la limite marine présente cet autre inconvénient qu'elle ne tient pas compte de la possibilité que la sédimentation marine ait commencé avant l'âge indiqué par les mollusques, dans un milieu défavorable aux organismes marins (England, 1983).

Figure 6-6. Extension minimale de la dernière couverture glaciaire, telle que proposée ici.

England (1976b, 1983) a élaboré un autre modèle dans lequel la submersion marine illustrée par Blake résulte de l'effet combiné du Complexe glaciaire de Franklin et de l'inlandsis du Groenland à l'est. Selon England, une « mer pléniglaciaire » aurait existé au-delà du complexe glaciaire. England (1983) a relevé des indices d'un niveau marin stable associé à un maximum glaciaire dans le nord de l'île d'Ellesmere, mais aucune preuve d'un épisode marin corrélatif n'a encore été trouvée ailleurs dans l'archipel (Hodgson, 1985).

Déglaciation et émersion initiale

Dans l'hypothèse d'un inlandsis innuitien, la déglaciation de la partie ouest des îles de la Reine-Élisabeth daterait d'entre 11,5 et 10 ka et le front glaciaire, partiellement marin et en retrait vers l'est, aurait atteint la tête des fjords de la partie centrale de l'île d'Ellesmere vers 7 ka. Par contre, dans l'hypothèse où les seuls territoires englacés sont ceux où existent des preuves manifestes de la dernière glaciation, il faut déduire que le retrait glaciaire s'est simplement effectué de la marge vers le centre des princi-

Figure 6-7. Niveau maximal de la mer depuis 12 ka, d'après la datation de coquillages au ^{14}C. Il est possible que l'extension de l'englacement dans le nord-ouest de l'archipel n'ait jamais dépassé l'extension actuelle au cours du dernier stade glaciaire et que la déglaciation et la transgression marine dans les fjords intérieurs de l'île d'Ellesmere n'aient pas eu lieu avant 7 ka.

pales îles. Le retrait avait déjà pris fin vers 10 ka environ dans l'île Melville occidentale, vers 8,5 ka dans l'île Bathurst et entre 9,5 et 6 ka dans les fjords de l'île d'Ellesmere. Dans l'extrême nord de l'île d'Ellesmere, le retrait glaciaire vers le sud en direction des monts Grant Land s'est amorcé environ deux millénaires avant la déglaciation rapide du plateau à l'est du lac Hazen (Bednarski, 1984). La Plate-forme glaciaire de Viscount Melville Sound, un prolongement de l'Inlandsis laurentidien, s'est avancée sur la partie sud de l'île Melville pour ensuite s'en retirer vers 10 ka.

Des isobases des lignes de rivage postglaciaires ne sont pas illustrées ici, puisque la répartition des rivages datés est insuffisante et ne peut rendre compte de l'influence de plusieurs des centres de déglaciation dans les îles de la Reine-Élisabeth et de ceux des inlandsis laurentidien et groenlandais (England, 1976a, b; Dyke, 1984). L'historique des rifts et la présence de zones sismiques actives semblent indiquer que des forces tectoniques ont pu contribuer au soulèvement (Hodgson, 1981).

Holocène

Dans les îles de la Reine-Élisabeth, l'Holocène a été marqué par la poursuite du retrait des glaces formées lors de la dernière glaciation, par l'émersion des lignes de rivage et par plusieurs oscillations climatiques. On examinera chacun de ces événements séparément, bien qu'ils soient tous étroitement liés aux changements des conditions environnementales entre celles du dernier maximum glaciaire et celles d'aujourd'hui.

Événements marins

En général, les données relatives aux variations du niveau marin dans les îles de la Reine-Élisabeth, tirées principalement des îles de l'est et du sud, mettent en évidence une émersion d'abord rapide pendant 2 ka environ, suivie d'une phase d'émersion progressivement ralentie (fig. 6-8). Dans le nord-est de l'île d'Ellesmere, cependant, les niveaux marins semblent être demeurés relativement stables pendant 2 à 4 ka pour ensuite chuter brusquement, avec seulement un léger ralentissement du taux d'émersion au cours des derniers millénaires (ce chapitre, England et Bednarski, 1989).

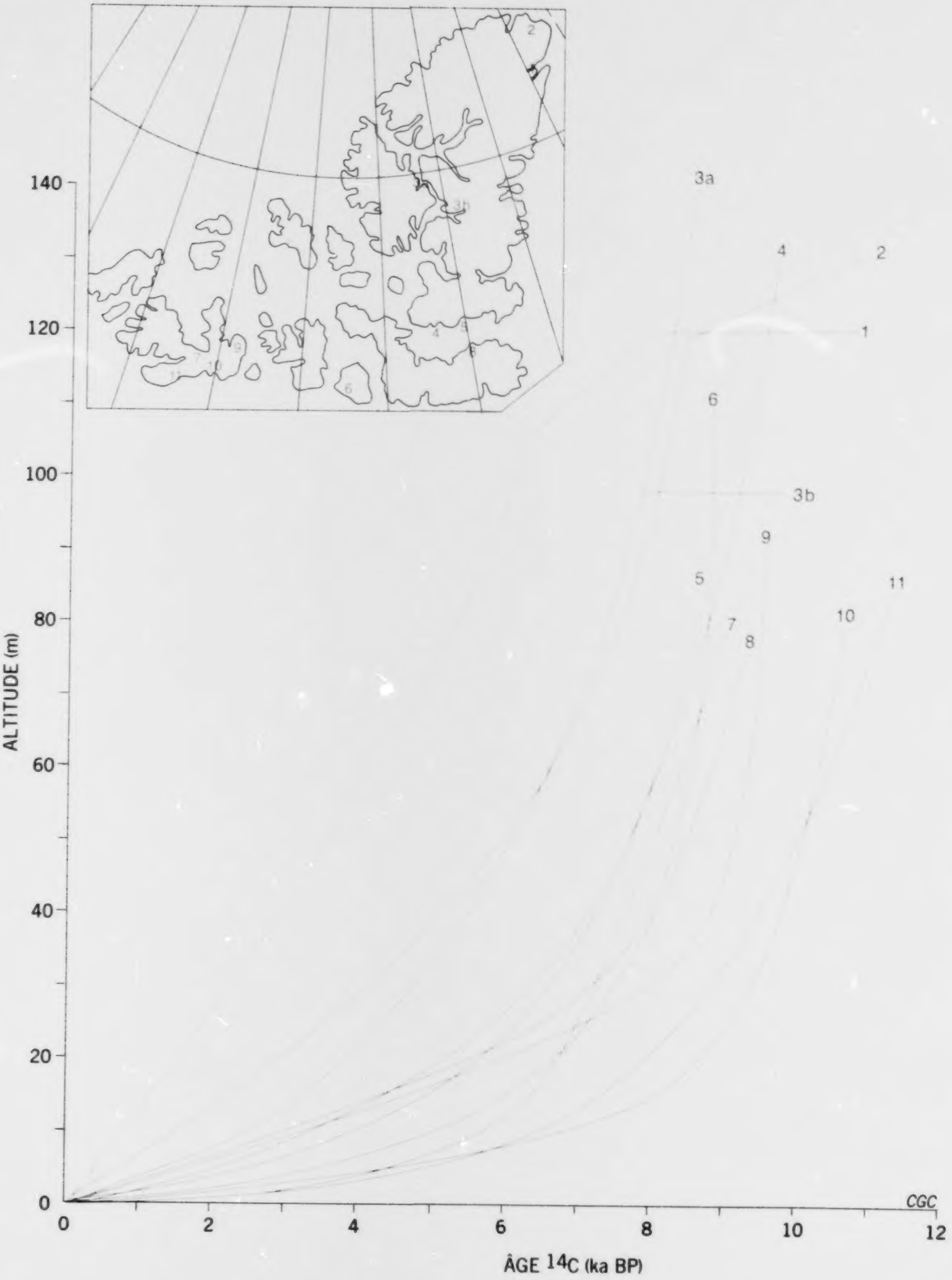
Les données les plus précises sur l'émersion proviennent du cap Storm, dans le sud de l'île d'Ellesmere (voir 4, fig. 6-8), où plus de 50 datations ^{14}C ont été effectuées sur du bois flotté, des os de baleine et des mollusques afin de retracer l'abaissement de 130 m du niveau marin, soit depuis la limite marine jusqu'au niveau actuel (Blake, 1975). Au cap Storm, les terres ont émergé à un rythme initial de 70 m/ka, plus de la moitié de l'émersion totale s'étant effectuée au cours du premier millénaire; le taux d'émersion a ensuite diminué pour se maintenir à moins de 3 m/ka au cours des 2,4 derniers ka. La densité des points de contrôle est telle qu'elle démontre l'absence, depuis 9 ka, de fluctuations du niveau marin dont l'amplitude serait supérieure à 2 m ou la période, supérieure à 500 ans (Walcott, 1972). Selon Blake (1975), la concentration de ponce observée sur la ligne de rivage de 5 ka serait reliée à une légère remontée eustatique de la mer, à une période caractérisée par des eaux plus libres, ou à une combinaison de ces deux facteurs.

La présence ou l'absence de bois flotté sur les rivages soulevés a été interprétée de diverses façons. Selon Blake (1972), l'arrivée de bois flotté dans les îles de la Reine-Élisabeth entre 8,5 à 8 ka est le résultat de la fragmentation de l'Inlandsis innuitien, ce qui aurait ouvert l'accès aux bras de mer de l'archipel. England (1976b) a émis des réserves quant à cette interprétation en évoquant la possibilité d'une fragmentation de la banquise qui avait pu entraver la pénétration de bois flotté jusqu'à 8 ou 8,5 ka. Il a aussi préconisé un lien entre les périodes de forte accumulation de bois flotté et la réduction de la couverture glacielle estivale. Stewart et England (1983) ont reconnu deux de ces périodes dans le nord de l'île d'Ellesmere, l'une entre 6 et 4,2 ka, et l'autre ayant commencé il y a 500 ans.

Des indices d'une remontée récente du niveau marin ont été relevés aux extrémités de l'archipel. Des cordons pré-littoraux se sont formés sur la côte arctique des îles les plus à l'ouest et au large de l'extrémité sud-est de l'île Devon. D'après England et Bednarski (ce chapitre, 1989), il y a également eu submersion récente de la côte nord de l'île d'Ellesmere.

Paléo-environnement

Les études des paléo-environnements holocènes ont été effectuées en majeure partie sur la marge est de l'archipel. Les données tirées des carottages de sédiments lacustres (Blake, 1981a; Retelle, 1986b; Smol, 1983; Hyvärinen, 1985), de couches superficielles de tourbe (Blake, 1964, 1974; Brassard et Blake, 1978) et de calottes glaciaires (ce chapitre, Koerner, 1989) témoignent d'un intervalle de réchauffement climatique entre 9 ka, peut-être un peu avant, et 5 ou 4 ka environ. Blake (1972) a noté que le bois flotté daté de 4,5 à 6,5 ka est particulièrement abondant; selon lui, ce fut peut-être l'époque du plus grand apport de bois flotté dans les bras de mer de l'archipel et donc vraisemblablement l'époque la plus chaude. Stewart et England (1983) ont eux aussi constaté entre 6 et 4 ka l'arrivée de bois flotté sur la côte nord de l'île d'Ellesmere et un taux d'accumulation accru des débris organiques terrestres. Une nouvelle expansion des glaciers et des plates-formes glaciaires a eu lieu au cours de la période fraîche subséquente (Hattersley-Smith et al., 1955; Hattersley-Smith, 1960; Crary, 1960; Lyons et Mielke, 1973). Le climat a connu des périodes intermittentes de réchauffement depuis 4,5 ka, comme en témoigne la présence de paléocultures esquimaudes, notamment l'Indépendancien I (4 ka environ; Knuth, 1967), l'Indépendancien II (de 2,5 à 2 ka environ; Knuth, 1966) et le Thuléen (de 1 à 0,7 ka environ; Hattersley-Smith, 1973; Schledermann, 1980). L'apport intermittent de bois flotté dans les fjords depuis 4,5 ka atteste l'existence de courts intervalles de réduction de la couverture glacielle estivale (Blake, 1981b). Le dépérissement des lichens observé sur les hauts plateaux date vraisemblablement du « Petit Âge glaciaire » du XVI^{e} au XIX^{e} siècle (Koerner, 1980; Edlund, 1985). Plusieurs des grands glaciers émissaires atteignent ou surmontent des dépôts marins soulevés datant de la déglaciation, ce qui indique qu'ils occupent leurs positions maximales (England, 1978; Stewart et England, 1983). D'autre part, beaucoup de glaciers présentent des indices d'un retrait récent, vraisemblablement attribuable au réchauffement climatique du XX^{e} siècle (Hattersley-Smith, 1963a). Le climat actuel admet des espèces végétales et des microfaunes peu différentes de celles de l'Holocène inférieur. En outre, l'altitude


140
120
100
80
60
40
20
0
ALTITUDE (m)
0
2
4
6
8
10
12
ÂGE 14C (ka BP)
CGC
3a
4
2
1
6
3b
9
5
11
7
10
8

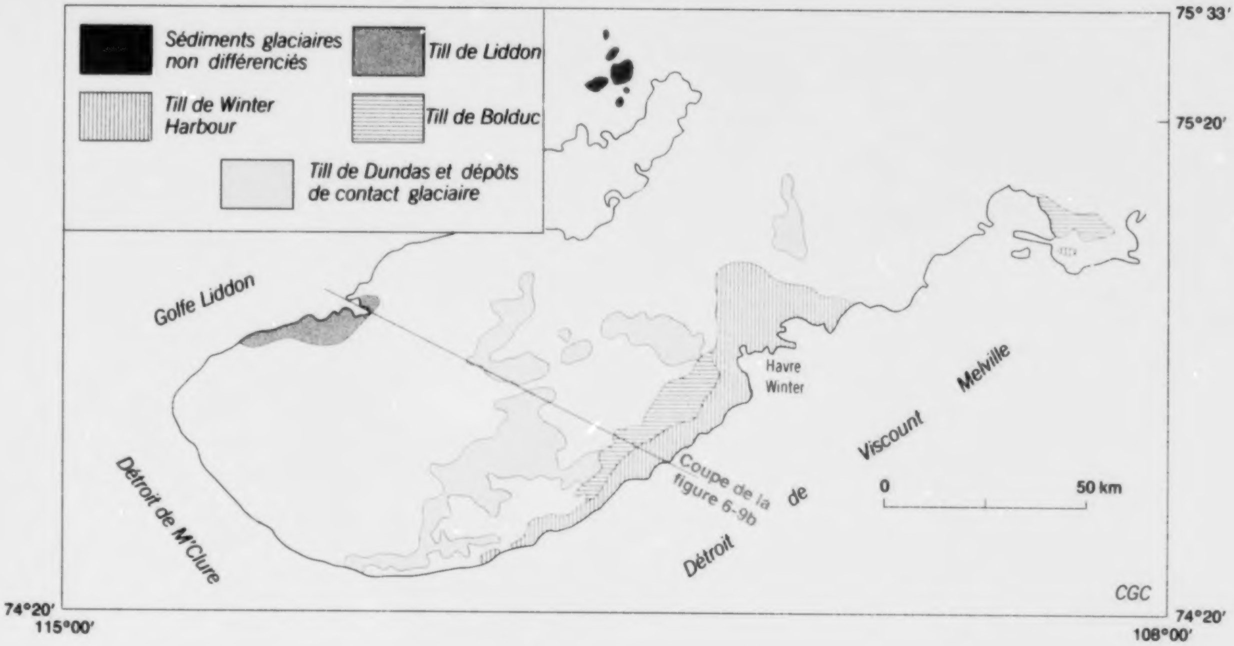


Figure 6-9a. Tills quaternaires dans le sud de l'île Melville (d'après Hodgson et al., 1984, fig. 6).

de la ligne d'équilibre des glaciers actuels dépasse rarement 1 000 m (Miller et al., 1975). Le réchauffement climatique aurait donc été trop faible pour jouer un rôle prépondérant dans la fragmentation d'un inlandsis qui aurait recouvert l'ensemble de l'archipel, tel l'hypothétique Inlandsis innuitien. Cet inlandsis, s'il a vraiment existé, se serait donc désagrégé par un mécanisme autre que le réchauffement des températures.

Île Melville méridionale

Avant-dernière glaciation

Les indices connus les plus anciens de glaces continentales d'origine méridionale sont le Till de Dundas et les dépôts de contact associés; ces dépôts de la partie centrale de la péninsule Dundas contiennent des erratiques provenant du Bouclier (fig. 6-9; Hodgson et al., 1984). L'âge absolu de cet événement glaciaire n'est pas connu et aucun indice d'un ancien niveau marin associé n'a été relevé. Se fondant sur son extension géographique, Vincent (1989) a provisoirement mis en corrélation le Till de Dundas avec la Glaciation de Banks ou celle de Thomsen, de l'île Banks au sud-ouest.

Dernière glaciation ou période antérieure

Le Till de Bolduc contient de nombreux erratiques de provenance méridionale et a été déposé pendant une avancée glaciaire subséquente à celle associée au Till de Dundas. Cette avancée a recouvert le sud-est de la péninsule Dundas jusqu'à une altitude de 100 m (fig. 6-9; Hodgson et al., 1984). Des fragments de coquillages à la surface du Till de Bolduc et datés à plus de 33 ka ont peut-être été remaniés par le transport glaciaire et, dans ce cas, ils seraient antérieurs au till; d'autre part, ces fragments pourraient être les seuls indices d'une submersion marine, non identifiée, qui aurait suivi le dépôt du till. Les sédiments marins les plus anciens qui surmontent manifestement le Till de Bolduc sont datés à 11,7 ka.

Le Till de Liddon, sur la côte extérieure du golfe Liddon, a été déposé par un glacier continental qui a pénétré dans le golfe par le détroit de M'Clure (fig. 6-9; Hodgson et al., 1984). Les sédiments superposés les plus anciens sont datés à 11,5 ka. Une corrélation directe entre cette région et le sud de la péninsule Dundas n'est pas possible; toutefois, à en juger par sa morphologie et son altitude, le Till de Liddon est vraisemblablement corrélatif du Till de Bolduc, plutôt que du Till de Winter Harbour, plus récent.

Une transgression marine datée à au moins 11,7 ka a submergé tous les rivages, laissant des dépôts marins superposés aux tills de Bolduc et de Liddon (fig. 6-9). Dans

←

Figure 6-8. Courbes simplifiées de l'émersion des lignes de rivage à l'Holocène et au Pléistocène supérieur: (1) nord-est et (2) extrême nord de l'île d'Ellesmere (modifié de England, 1983, fig. 7); (3a) ouest (détroit d'Eureka) et (3b) centre de l'île d'Ellesmere (adapté de Hodgson, 1985, fig. 8); (4) cap Storm et (5) fjord South Cape (d'après Blake, 1975, fig. 22 et 25); (6) région de l'île Cornwallis (modifié de Washburn et Stuiver, 1985, fig. 2); (7) centre de l'île Melville (d'après Henoch, 1964, fig. 6); (8) nord-est de l'île Devon (inlet Truelove, d'après Barr, 1971, fig. 5); (9) est et (10) sud de l'île Melville (d'après McLaren et Barnett, 1978, fig. 3 et 4); (11) sud de l'île Melville (adapté de Hodgson et al., 1984, fig. 14).

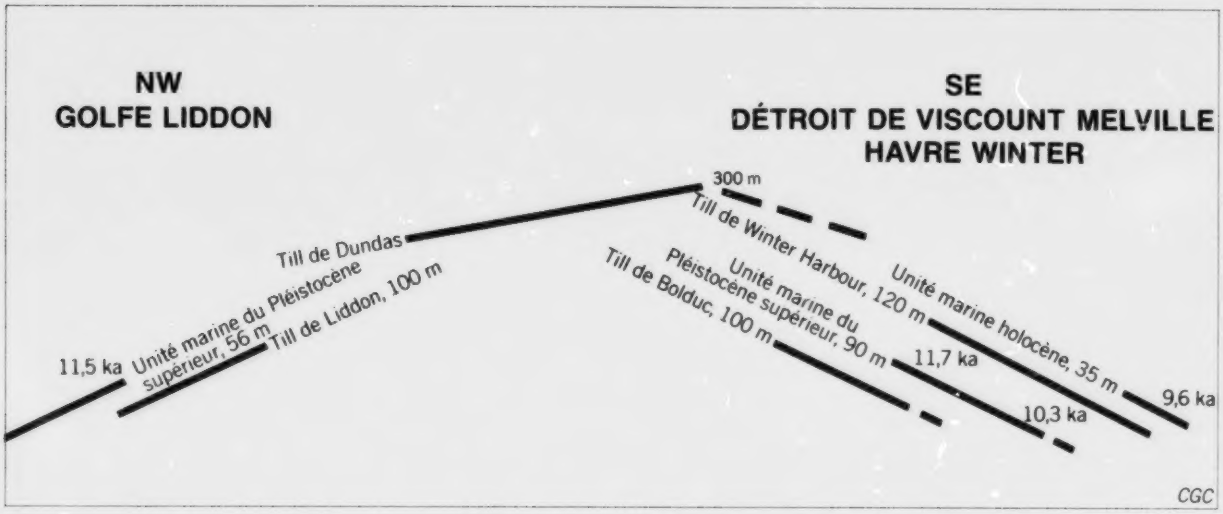


Figure 6-9b. Représentation schématique des relations entre les tills et les unités marines de la péninsule Dundas, dans le sud de l'île Melville.

les régions du centre et du nord, le niveau de la mer se trouvait à 55 m vers 11 ka; ce paléorivage est souligné par de nombreux deltas perchés.

Événements marins de la dernière glaciation et de la période postglaciaire

Le till dont l'extension est la plus restreinte sur la côte sud de la péninsule Dundas est le Till de Winter Harbour (fig. 6-9). Il a vraisemblablement été déposé par une plate-forme glaciaire représentant la limite nord des Glaces du Keewatin au Wisconsinien supérieur (Hodgson et Vincent, 1984a). Cette thèse est étayée par la présence d'un till de composition similaire, sans particularité topographique, jusqu'à 120 m d'altitude, sur des centaines de kilomètres le long des côtes nord et sud du détroit de Viscount Melville. Le Till de Winter Harbour repose sur des sédiments marins datés à 11,3-11,5 ka. Selon Hodgson et Vincent (1984a), des sédiments marins datés à 10,3 ka sont eux aussi antérieurs à l'ancrage de la plate-forme glaciaire. Si tel est le cas, la plate-forme se serait désagrégée quelques centaines d'années plus tard, avant l'incursion marine datée à 9,6 ka.

Le relèvement isostatique semble s'être poursuivi malgré la présence de la plate-forme glaciaire puisque des sédiments marins datés à 11,4 ka, antérieurs au Till de Winter Harbour, s'élèvent jusqu'à 82 m d'altitude, tandis que la limite marine postglaciaire formée sur le Till de Winter Harbour, daté à un peu plus de 9,6 ka, se situe à 35 m d'altitude. L'altitude de la limite marine postglaciaire s'élève vers l'est, pour atteindre plus de 75 m sur l'île Byam Martin et plus de 120 m sur l'île Lowther. L'émersion holocène a été moins marquée dans le sud de l'île Melville, mais de même style que celle qui a eu lieu dans l'est de l'île (Henoch, 1964; McLaren et Barnett, 1978; fig. 6-8).

Nord-est de l'île d'Ellesmere

J. England et J. Bednarski

La plus grande concentration de neiges et de glaces permanentes dans l'hémisphère Nord se trouve dans le nord de l'île d'Ellesmere et au Groenland. Au nord-est, l'île d'Ellesmere est séparée du Groenland par le détroit de Nares, large d'à peine 40 km (fig. 6-10). Dans le nord-est de l'île d'Ellesmere, un plateau non englacé, de relief faible ou modéré, sépare l'inlandsis actuel du détroit et du Groenland.

Le nord-est de l'île d'Ellesmere comprend deux grandes régions physiographiques: les monts Grant Land, englacés, qui atteignent une altitude de 2 500 m, et, au sud, le plateau du lac Hazen, en grande partie libre de glaces (fig. 6-10). Le lac Hazen occupe un fossé allongé marquant la zone faillée du même nom et surplombé par l'abrupt du flanc sud des monts Grant Land. Le plateau de Hazen (26 000 km^2) est doucement ondulé et son altitude passe de 150 m dans le bassin du lac Hazen à 1 100 m sur son rebord méridional où il est découpé par des fjords spectaculaires. Les larges vallées entaillant le rebord méridional du plateau sont occupées par des rivières s'écoulant vers le sud, mais les réseaux de drainage sont antérieurs au gauchissement du plateau au Tertiaire supérieur (Christie, 1967; Kerr, 1967).

Glaciations antérieures

Les glaciers en provenance de l'île d'Ellesmere et du Groenland ont atteint leur extension maximale dans le

England, J. et Bednarski, J.
1989: Nord-est de l'île d'Ellesmere. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 6, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

nord-est de l'île d'Ellesmere avant la dernière glaciation (fig. 6-11). Les zones d'altération témoignent de l'âge relatif des avancées. On en distingue trois dans la partie est du promontoire Judge Daly: (1) une zone de sommets largement altérés, non englacés, d'altitude variant de 1 000 à 470 m; (2) une zone avec des erratiques épars provenant du Groenland, sur un substratum rocheux profondément altéré, dont la limite supérieure passe de 840 m au nord à 470 m au sud et dont la limite inférieure est recoupée par la zone 3; (3) une zone caractérisée par du till et des moraines de plate-forme glaciaire déposés pendant l'avancée maximale des glaciers de l'île d'Ellesmere et s'étalant entre 370 m d'altitude et la limite marine holocène (120 m). Bien qu'il y ait eu recoupement sur le promontoire Judge Daly, les moraines groenlandaises, 40 km plus au nord le long de la partie ouest du détroit de Robeson, n'ont pas été recouvertes par des dépôts glaciaires plus récents. De deux choses l'une: ou bien ces moraines groenlandaises représentent une avancée plus jeune, ou bien les glaciers de l'île d'Ellesmere n'ont pas envahi la région. Or, étant donné que les moraines de plate-forme glaciaire dans l'est du promontoire Judge Daly n'ont pas été surmontées par des glaces groenlandaises ultérieures, il semble invraisemblable qu'une avancée groenlandaise plus récente ait pu déposer les moraines dans la partie ouest du détroit de Robeson. Par conséquent, les glaciers de l'île d'Ellesmere originant dans les monts Grant Land n'ont probablement pas avancé jusqu'au détroit postérieurement au maximum des glaces groenlandaises.

Inlandsis du Groenland

Les erratiques les plus anciens observés sur le bord du plateau du lac Hazen, dans le centre sud, sont des galets épars de quartzite qui pourraient être des erratiques fluviatiles déposés pendant le Tertiaire (England, 1978). Les erratiques d'origine manifestement glaciaire les plus anciens se trouvent sur le bord sud-ouest du plateau de Hazen et dans l'est du promontoire Judge Daly (fig. 6-11). Ce sont des blocs de granite et de gneiss provenant du bouclier précambrien enfoui sous l'inlandsis du Groenland (Christie, 1967; England et Bradley, 1978). D'après la distribution de ces erratiques cristallins, l'inlandsis aurait, à son maximum, avancé sur la partie sud-est du plateau de Hazen, sur une distance de 25 km. Cette limite est à 100 km seulement de la marge actuelle de l'inlandsis dans le fjord Petermann et la baie Newman.

Dans l'est du promontoire Judge Daly, à 20 km au sud du cap Baird, des erratiques cristallins de provenance groenlandaise sont incorporés dans la roche profondément altérée sur des sommets s'élevant jusqu'à environ 800 m en bordure du passage Kennedy. La limite supérieure des erratiques cristallins s'abaisse vers l'ouest pour atteindre 600 m à 20 km à l'intérieur des terres, où ils disparaissent au pied de sommets apparemment non englacés (England et Bradley, 1978). Environ 50 km au sud-ouest, le long de la côte ouest du passage Kennedy, les erratiques cristallins les plus élevés descendent à 470 m d'altitude (England et al., 1981). La limite supérieure de ces erratiques provenant

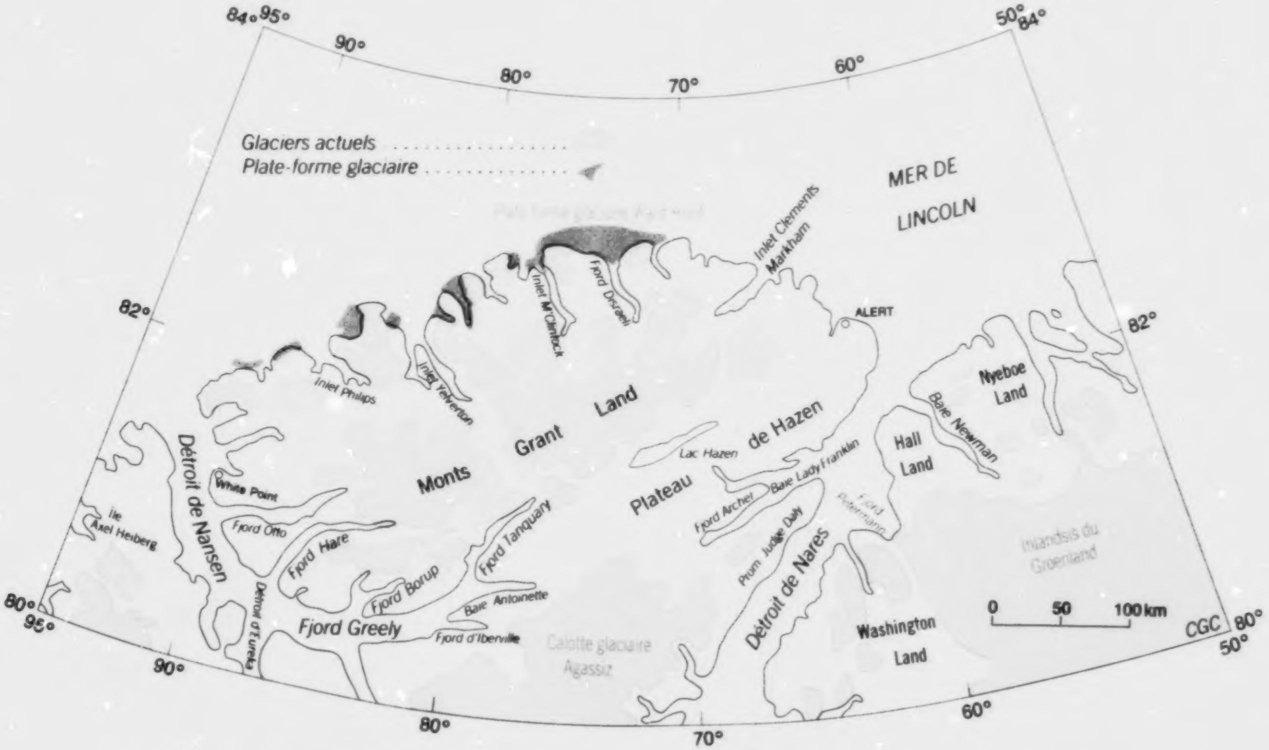


Figure 6-10. Noms de lieux du nord de l'île d'Ellesmere mentionnés dans le texte. La carte indique en outre les champs de glace et les glaciers contemporains, de même que les plates-formes glaciaires bordant la côte septentrionale.

du Groenland marque la limite d'extension maximale d'un glacier émissaire provenant du fjord Petermann; cette limite exclut donc la possibilité qu'une importante crête glaciaire ait occupé le détroit de Nares, comme certains l'ont pensé (Dansgaard et al., 1973; Hughes et al., 1977; Mayewski et al., 1981).

L'âge de l'avancée maximale de l'inlandsis du Groenland dans le nord-est de l'île d'Ellesmere n'est pas connu. Toutefois, l'altération des erratiques cristallins (gélifraction et vernis désertique exfolié) et, en maints endroits, leur incorporation à la roche profondément altérée laissent supposer un âge très ancien. Dans le nord-est du promon-

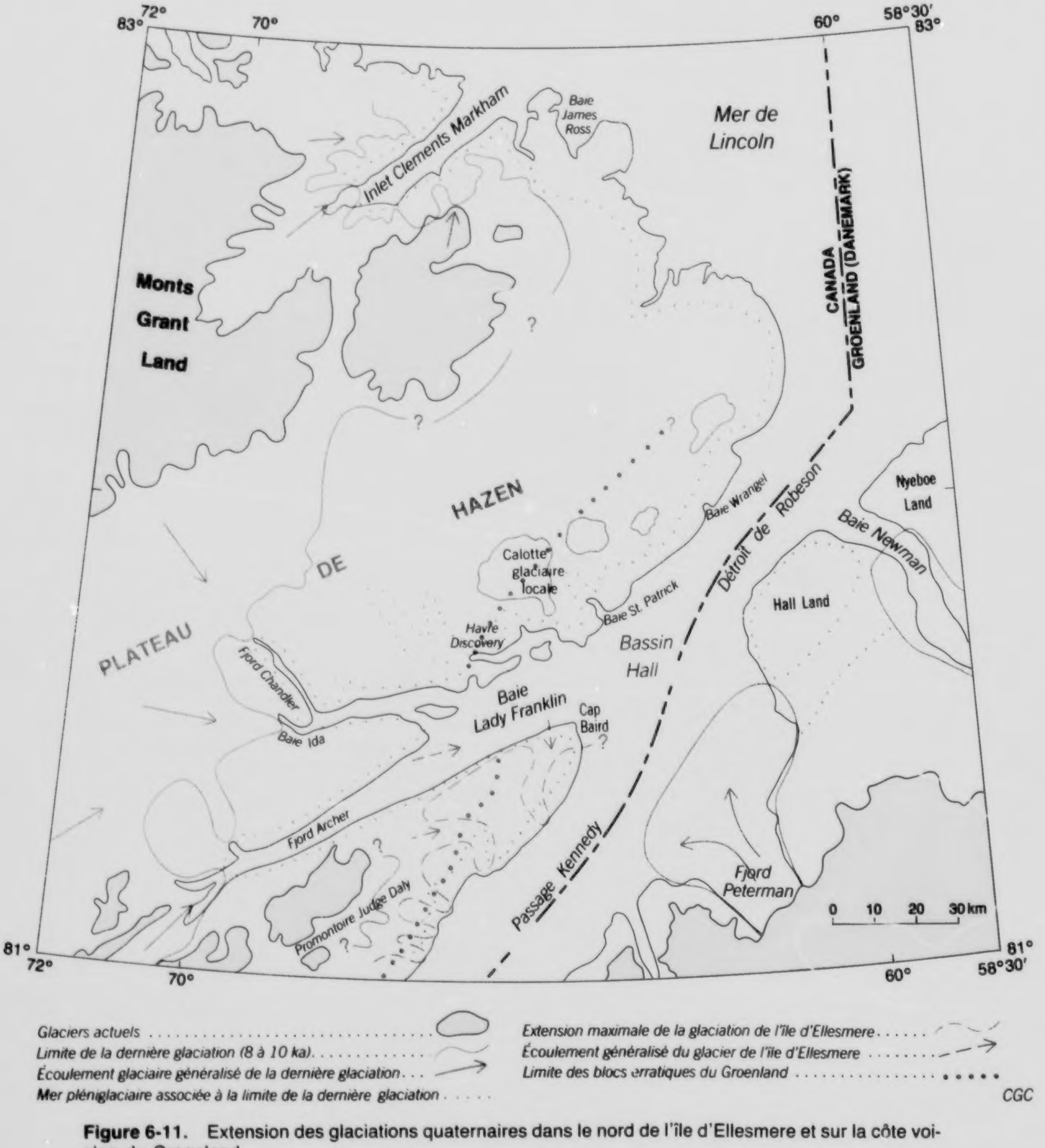


Figure 6-11. Extension des glaciations quaternaires dans le nord de l'île d'Ellesmere et sur la côte voisine du Groenland.

toire Judge Daly, le till groenlandais contient des fragments de coquillages qui, d'après les rapports d'acides aminés, sont datés à plus de 80 ka (England et Bradley, 1978). Des observations faites à la baie Wrangel, sur le bord nord-est du plateau de Hazen, montrent qu'une plage, longue de plus de 2 km et soulevée à une altitude de 285 m, s'est formée pendant le retrait de l'inlandsis du Groenland. Un diamicton silteux trouvé à proximité, interprété comme un sédiment glaciomarin d'eau profonde contemporain de cette plage, contient des mollusques en place datés à plus de 32 ka (Retelle, 1986a). L'inlandsis du Groenland avait donc commencé, avant 32 ka, à s'éloigner de sa limite maximale dans le nord-est de l'île d'Ellesmere. Des lacs glaciaires et des moraines de retrait se sont formés en bordure de l'inlandsis, dans la même région (Retelle, 1986a).

La distribution des erratiques cristallins les plus élevés dans le nord-est de l'île d'Ellesmere a ceci de remarquable qu'ils coiffent des sommets côtiers jusqu'à 800 m d'altitude (soit à plus de 1 000 m au-dessus du fond marin adjacent) mais descendent rapidement vers le sud dans le passage Kennedy pour disparaître à une distance variant de 5 à 25 km seulement à l'intérieur des terres, le long de la côte ouest du détroit de Nares (fig. 6-11). À en juger par la distribution des erratiques, une quantité considérable de glace comblait le bassin Hall tandis qu'il y en avait beaucoup moins dans le passage Kennedy, où elle pouvait s'écouler plus librement. L'inlandsis du Groenland aurait donc peut-être abandonné ces erratiques avant que des failles formées au Tertiaire supérieur n'eurent complètement séparé le Groenland de l'île d'Ellesmere et formé le passage Kennedy. À la lumière du plus ancien épisode de délestage glaciel enregistré dans les carottes de l'Atlantique-Nord (Berggren, 1972), Weidick (1975) préconise que l'inlandsis du Groenland existait déjà à la fin du Pliocène, vers 3,5 Ma. Herman et Hopkins (1980) ont noté pour leur part que l'épisode de délestage glaciel le plus ancien dans l'océan Arctique est antérieur à 4,5 Ma.

Glaciers de l'île d'Ellesmere

L'avancée maximale des glaces de l'île d'Ellesmere est caractérisée par l'expansion radiale des glaciers des monts Grant Land et de la calotte glaciaire Agassiz (fig. 6-10). Cet épisode a dispersé des erratiques vers le sud sur tout le plateau de Hazen et dans les fjords contigus. Hattersley-Smith (1969a) a signalé la présence d'erratiques jusqu'à une altitude de 640 m à la tête du fjord Tanquary, sur le versant du centre sud des monts Grant Land (fig. 6-11). England (1978) a cartographié des erratiques jusqu'à des altitudes de 670 à 830 m à la tête du fjord Archer, de la baie Ida et du havre Discovery, et il a constaté une réduction de leur nombre vers l'est, ce qui correspond au profil d'un ancien glacier principal ayant atteint la partie externe de la baie Lady Franklin. Ici, une partie du glacier principal s'est écoulée vers le sud, traversant la partie nord du promontoire Judge Daly et y déposant du till et des moraines qui recoupent, entre 200 et 300 m d'altitude, la zone des erratiques du Groenland en bordure du passage Kennedy (England et Bradley, 1978). Durant ce même intervalle, des glaciers issus d'une calotte locale sur le promontoire Judge Daly ont avancé jusqu'à la côte ouest du passage Kennedy par la vallée de la rivière Daly et d'autres vallées plus petites au sud (fig. 6-11). Ces glaciers, dont l'écoulement était contrôlé par la topographie locale, ont envahi les vallées isostatiquement déprimées le long de la partie ouest du passage Kennedy, où ils ont formé de petites plates-formes glaciaires. Le niveau marin relatif lors de la formation de ces plates-formes était de 162 à 175 m, ce qui correspond aux estimations de la profondeur d'eau requise pour faire flotter ces glaciers (England et al., 1978).

L'âge minimal de ce maximum des glaciers de l'île d'Ellesmere le long de la marge est du promontoire Judge Daly semble supérieur à la limite chronologique de la méthode du ^{14}C; les coquillages extraits de dépôts marins sous-jacents et sus-jacents au till ont été datés à 40,3 ka et à >39 ka respectivement (England et al., 1981). Les rapports d'acides aminés (D-alloisoleucine par rapport à L-isoleucine et acide aspartique) de ces mêmes échantillons donnent des âges estimés à >35 ka. Plusieurs autres datations au ^{14}C exécutées sur des moraines de plate-forme glaciaire et des dépôts marins de contact glaciaire sur une distance de 70 km le long de la bordure orientale du promontoire Judge Daly produisent des résultats comparables (England et al., 1978, 1981).

Dernière glaciation

Au cours de la dernière glaciation, des glaciers issus des monts Grant Land ont avancé sur 5 à 40 km vers le sud-est et érigé les Moraines de Hazen dans le centre et le sud du plateau de Hazen (England, 1974, 1978). Ces glaces ont rempli le bassin du lac Hazen et atteint le niveau de la mer à la tête du fjord Chandler et probablement aussi à la tête du fjord Tanquary. Les glaciers de l'extrémité nord-est de la calotte Agassiz ont également atteint le niveau de la mer à la tête de la baie Ida et dans le fjord Archer (England, 1978). Un important complexe morainique, vraisemblablement corrélatif, s'est formé dans la partie centrale du promontoire Judge Daly, à 8 km de l'actuelle marge sud-est d'une petite calotte glaciaire. Ce complexe morainique semble représenter la dernière limite glaciaire, puisqu'il est juxtaposé à un terrain altéré plus ancien qui se prolonge en aval (vers l'est) jusqu'aux moraines intactes de l'île d'Ellesmere et aux niveaux marins datés à >35 ka sur la côte ouest du passage Kennedy (England et al., 1981).

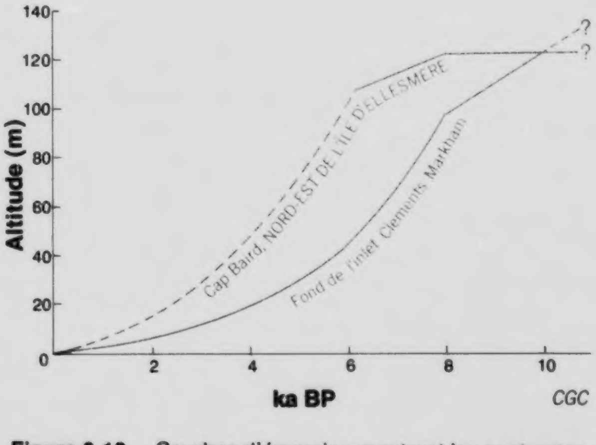
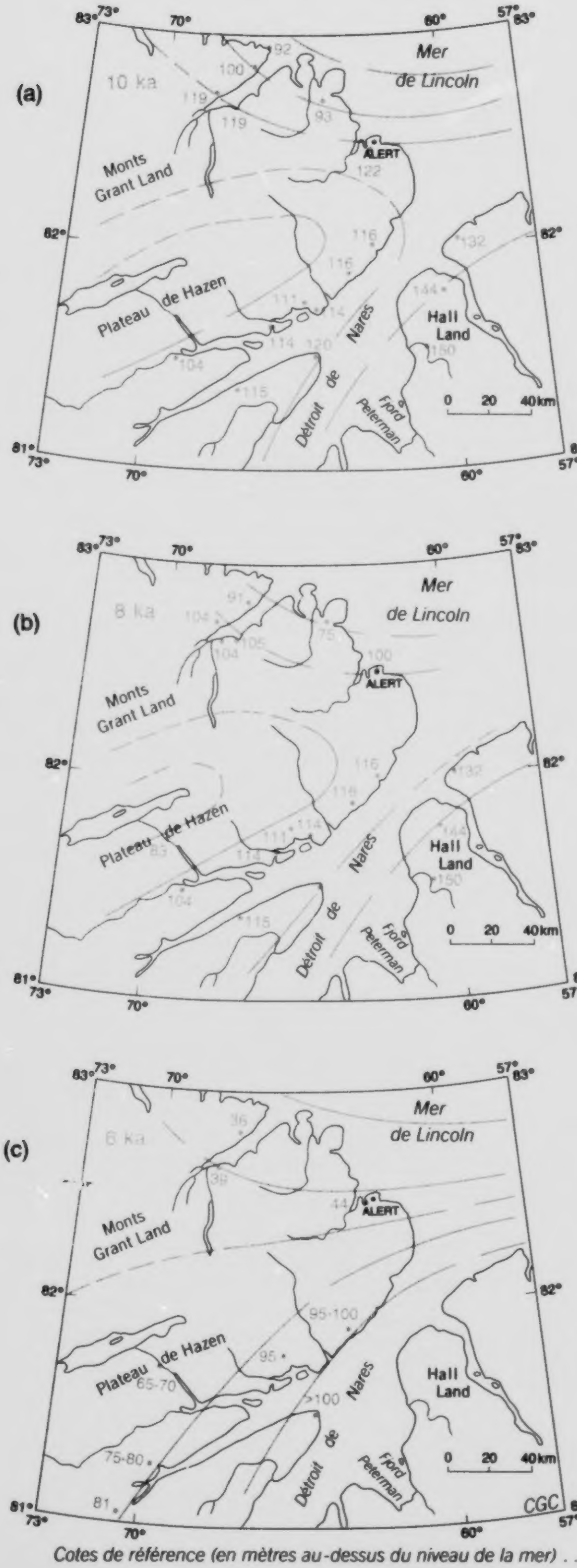


Figure 6-12. Courbes d'émersion montrant les contrastes du relèvement glacio-isostatique entre l'inlet Clements Markham et la région englobant le nord-est de l'île d'Ellesmere et le nord-ouest du Groenland (d'après les données du cap Baird, dans ce dernier cas).



Cotes de référence (en mètres au-dessus du niveau de la mer) . . . •

England (1976a, b, 1978) a mis en évidence l'existence, tout au long de la dernière glaciation, d'un corridor non englacé entre le nord-est de l'île d'Ellesmere et le nord-ouest de l'inlandsis du Groenland (fig. 6-11). Son interprétation diffère de celle des chercheurs du Groenland, selon lesquels les bras de mer et les bassins séparant le Groenland et l'île d'Ellesmere étaient remplis de glace à cette époque (England, 1985, 1987; Bennike et al., 1987; Funder 1989). Le corridor non englacé faisait partie d'une dépression périphérique d'origine isostatique, dans laquelle la limite marine marque l'amplitude maximale d'une « mer pléniglaciaire » (England, 1983). Cette limite marine entaille, soit du till altéré, soit des lignes de rivage plus élevées formées au cours de glaciations antérieures. La présence de cette « mer pléniglaciaire » est attestée de deux façons: (1) les âges ^{14}C de faunes marines antérieures à tout relèvement glacio-isostatique indiquent que la mer, et non des glaciers, occupait la région durant le maximum glaciaire et (2) l'émersion initiale fut simultanée dans tout le corridor non englacé, indiquant une décroissance synchrone de la dépression périphérique. Les courbes (fig. 6-12) du niveau relatif de la « mer pléniglaciaire » sont d'un grand intérêt paléoclimatique, du fait qu'elles enregistrent l'histoire complète de la décharge glacio-isostatique. Elles sont aussi d'intérêt pour la géophysique, puisqu'elles nous renseignent sur la nature de l'émersion postglaciaire qui se produirait théoriquement dans la zone de la dépression périphérique.

Le relèvement isostatique différentiel a causé le gauchissement de la limite de la « mer pléniglaciaire », qui passe de 110 m d'altitude dans la région du havre Discovery à 120 m au cap Baird, à l'extrémité nord du promontoire Judge Daly (fig. 6-13). Ce gauchissement incliné vers le nord-ouest témoigne de la prédominance glacio-isostatique du secteur nord-ouest de l'inlandsis du Groenland pendant la dernière glaciation, lorsque la limite maximale de la « mer pléniglaciaire » atteignait 150 m d'altitude (voir la section suivante). Dans le nord-est de l'île d'Ellesmere, la déglaciation et l'émersion postglaciaire ont commencé lentement entre 8,2 et 6,2 ka, après quoi elles se sont accélérées. L'accumulation de débris organiques dans le fjord Tanquary et l'inlet Clements Markham, ainsi que les apports accrus de bois flotté dans les fjords locaux, attribuables à une réduction de la couverture glacielle estivale, témoignent d'un réchauffement climatique vers 6,2 ka (Stewart et England, 1983).

La morphostratigraphie et l'histoire des fluctuations du niveau marin dans le nord de l'île d'Ellesmere ont permis à Bednarski (1986) de tracer la limite de la dernière glaciation dans l'inlet Clements Markham (fig. 6-11). Ces travaux indiquent qu'un grand glacier s'est avancé sur quelque 45 km depuis les monts Grant Land jusqu'à la tête du bras de mer qu'il a occupé jusqu'à au moins 10 ka. Presque toute la partie externe du bras de mer est demeurée

Figure 6-13. Isobases post-glaciaires pour les paléorivages de 10, 8 et 6 ka. On constate qu'entre 10 et 8 ka, il y a eu émersion dans la région de l'inlet Clements Markham tandis que la partie nord du détroit de Nares est demeurée stable. Ce contraste est lié aux différences de relèvement glacio-isostatique montrées à la figure 6-12. Le profil des paléorivages le long du transect est illustré à la figure 6-14.

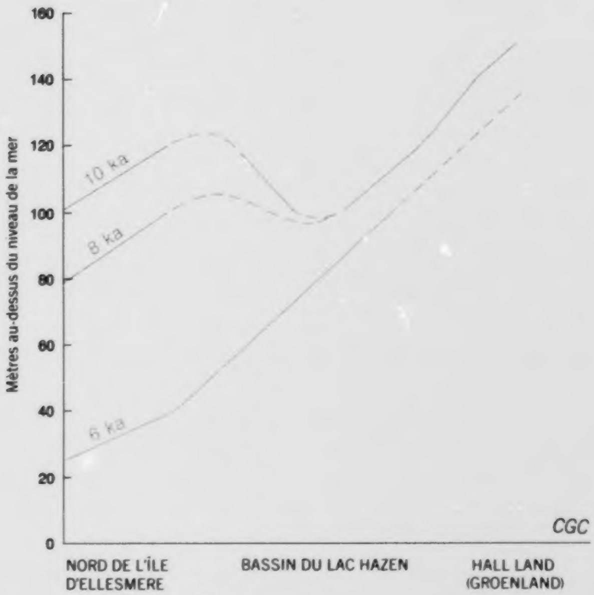


Figure 6-14. Diagramme des paléorivages de 10, 8 et 6 ka le long d'un transect de 300 km (voir fig. 6-13), entre le fjord Petermann (Groenland) et le cap Columbia (juste à l'ouest de l'embouchure de l'inlet Clements Markham). L'émersion entre 10 et 8 ka a été rapide dans le nord de l'île d'Ellesmere et lente entre le bassin du lac Hazen et la péninsule de Hall Land.

non englacée et a été inondée par une haute « mer pléniglaciaire », atteignant au moins 124 m d'altitude à la limite glaciaire.

Plus de 40 datations au ^{14}C attestent qu'entre 10 et 9 ka, de petits glaciers latéraux se sont lentement retirés de leur position par vêlage dans la « mer pléniglaciaire ». Ce recul a cependant été de faible amplitude, puisque la glace n'avait pas avancé très loin durant le dernier maximum glaciaire; certains glaciers émissaires des monts Grant Land se trouvaient à moins de 6 km de leurs marges actuelles vers 9,7 ka. Le glacier principal a lui aussi reculé lentement; à 8 ka, le front ne se trouvait qu' à 5 km de la limite de 10 ka.

Pendant que la déglaciation progressait lentement dans l'inlet Clements Markham, la zone côtière commençait à émerger doucement de la mer pléniglaciaire. D'après la datation au ^{14}C des paléorivages marins, l'émersion initiale, du côté distal de la dernière limite glaciaire, s'est amorcée simultanément vers 10 ka. Soumise à un relèvement isostatique différentiel, la limite marine atteint maintenant 92 m d'altitude à l'embouchure du bras de mer et 124 m le long de la dernière limite glaciaire, à la tête du bras de mer. Une déglaciation lente, alliée à une émersion lente, s'est poursuivie jusqu'à 8 ka, après quoi le taux de retrait a augmenté de sorte que toutes les basses terres à la tête de l'inlet Clements Markham ont été déglacées en l'espace de 400 ans. L'apport de sédiments sur les rivages externes de l'inlet Clements Markham a cessé brusquement entre 7 et 5 ka, d'où l'hypothèse que les hautes terres adjacentes ont été déglacées vers cette époque.

Émersion et isobases postglaciaires

L'amplitude et la chronologie de l'émersion postglaciaire dans le nord-est de l'île d'Ellesmere sont sous l'influence des facteurs suivants: (1) la prépondérance glacio-isostatique du secteur nord-ouest de l'inlandsis du Groenland, qui s'est exercée sur la presque totalité des territoires au sud-est des monts Grant Land (England, 1976a, 1982, 1985) et (2) la disparition antérieure et l'autonomie isostatique de la surcharge glaciaire locale de l'île d'Ellesmere sur les flancs nord et ouest des monts Grant Land (England, 1983; Bednarski, 1984). Ces deux mécanismes de contrôle sont bien illustrés par les isobases régionales des paléorivages de 10, 8 et 6 ka (fig. 6-13), et par le gauchissement des paléorivages d'âges différents (fig. 6-14).

Les isobases du paléorivage de 10 ka montrent plusieurs traits proéminents. Premièrement, la ligne de rivage est fortement gauchie vers le haut, en direction du nord-ouest du Groenland, ce qui indique que la surcharge glacio-isostatique de l'inlandsis du Groenland s'est fait sentir de part et d'autre du détroit de Nares et a dominé presque tout le plateau de Hazen au cours de la dernière glaciation (England, 1976a, 1982, 1983, 1985). Deuxièmement, il y a une autre zone d'émersion maximale (ancienne surcharge glaciaire), indépendante de l'inlandsis du Groenland celle-là, dans les monts Grant Land. La présence de ces deux centres d'émersion dans le nord de l'île d'Ellesmere et le nord-ouest du Groenland produit une zone intermédiaire de plus faible émersion centrée sur le bassin du lac Hazen (fig. 6-13a, b).

Les principales caractéristiques illustrées par les isobases de 10 ka existaient encore à 8 ka. Étant donné que l'émersion rapide de la côte nord de l'île d'Ellesmere avait déjà commencé à 8 ka, les isobases de 6 ka y sont beaucoup moins élevées que le long du détroit de Nares, où l'émersion a été faible entre 8 et 6 ka. L'allégement glacio-isostatique rapide de la côte nord du détroit de Nares, n'a pas commencé avant 6,2 ka. Toutefois, puisque l'émersion était déjà considérablement avancée plus au nord vers 6 ka, la zone de moindre émersion centrée sur le lac Hazen disparaît sur les isobases de 6 ka (fig. 6-13c).

La séquence d'isobases indique que l'émersion initiale au nord des monts Grant Land a commencé 2 000 ans avant l'émersion du côté sud-est. Deux raisons principales expliquent l'allégement glacio-isostatique plus précoce du nord de l'île d'Ellesmere. Premièrement, le régime climatique sur le flanc nord des monts Grant Land, face à l'océan Arctique, devait être différent de celui du versant sud-est, en bordure du plateau de Hazen et du détroit de Nares. Deuxièmement, la différence d'émersion initiale entre les versants nord et sud des monts Grant Land est vraisemblablement due en partie au retrait tardif des glaces du Groenland, largement responsables de la surcharge exercée sur le nord-est de l'île d'Ellesmere. Ce retard aurait ralenti l'émersion initiale du côté sud des monts Grant Land pour ensuite rendre l'émersion plus rapide le long du détroit de Nares que dans le nord de l'île d'Ellesmere. Néanmoins, sur la foi d'indices indépendants, le glacier qui occupait la tête du fjord Chandler, au centre du plateau de Hazen, ne s'était retiré, vers 6,2 ka, qu'à 5 km de sa position du dernier maximum glaciaire (England, 1983), ce qui indique que la déglaciation fut retardée jusque vers cette date, autant dans le nord-est de l'île d'Ellesmere que dans le nord-ouest du Groenland.

GLACIERS DES ÎLES DE LA REINE-ÉLISABETH

R.M. Koerner

Caractéristiques des glaciers

Les glaciers couvrent une superficie de 108 600 km² dans les îles de la Reine- Élisabeth, ce qui représente 5% de la couverture glaciaire de l'hémisphère Nord. La plupart des glaciers se situent dans les régions montagneuses de l'île Devon, de l'île d'Ellesmere et de l'île Axel Heiberg (fig. 6-15). La partie occidentale de l'archipel Arctique est presque entièrement libre de glaciers; seules quatre petites calottes stagnantes occupent les hauteurs de l'île Melville.

Koerner, R.M.
1989: Glaciers des iles de la Reine-Élisabeth. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 6, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

L'étude des carottes de glace (Paterson et al., 1977) montre que les grandes calottes glaciaires (par exemple, A à la fig. 6-16) datent d'environ 100 ka. Leurs couches inférieures contiennent de la glace de la dernière glaciation et, dessous, de la glace d'âge interglaciaire. Ces calottes ne se sont donc pas formées à l'Holocène et ne sont pas non plus de simples vestiges de la dernière glaciation.

Les grands glaciers stagnants, comme la calotte glaciaire Meighen (fig. 6-15) dont l'épaisseur maximale est de l'ordre de 120 m, ont commencé à se former pendant la période de refroidissement climatique qui a suivi l'Hypsithermal vers 4 ka (Koerner, 1968). Les calottes plus minces, dont l'épaisseur maximale varie de 30 à 40 m (par exemple, A à la fig. 6-17), ont commencé à se former vers 1,5 ka, après une période de réchauffement suffisant pour former une surface d'ablation sur la calotte glaciaire Meighen (Koerner, 1968) et sur la plate-forme glaciaire Ward Hunt (Lyons et Mielke, 1973). Les plus petites calottes ont un diamètre de 1 à 2 km environ (par exemple, B à la fig. 6-17) et une épaisseur vraisemblablement inférieure à

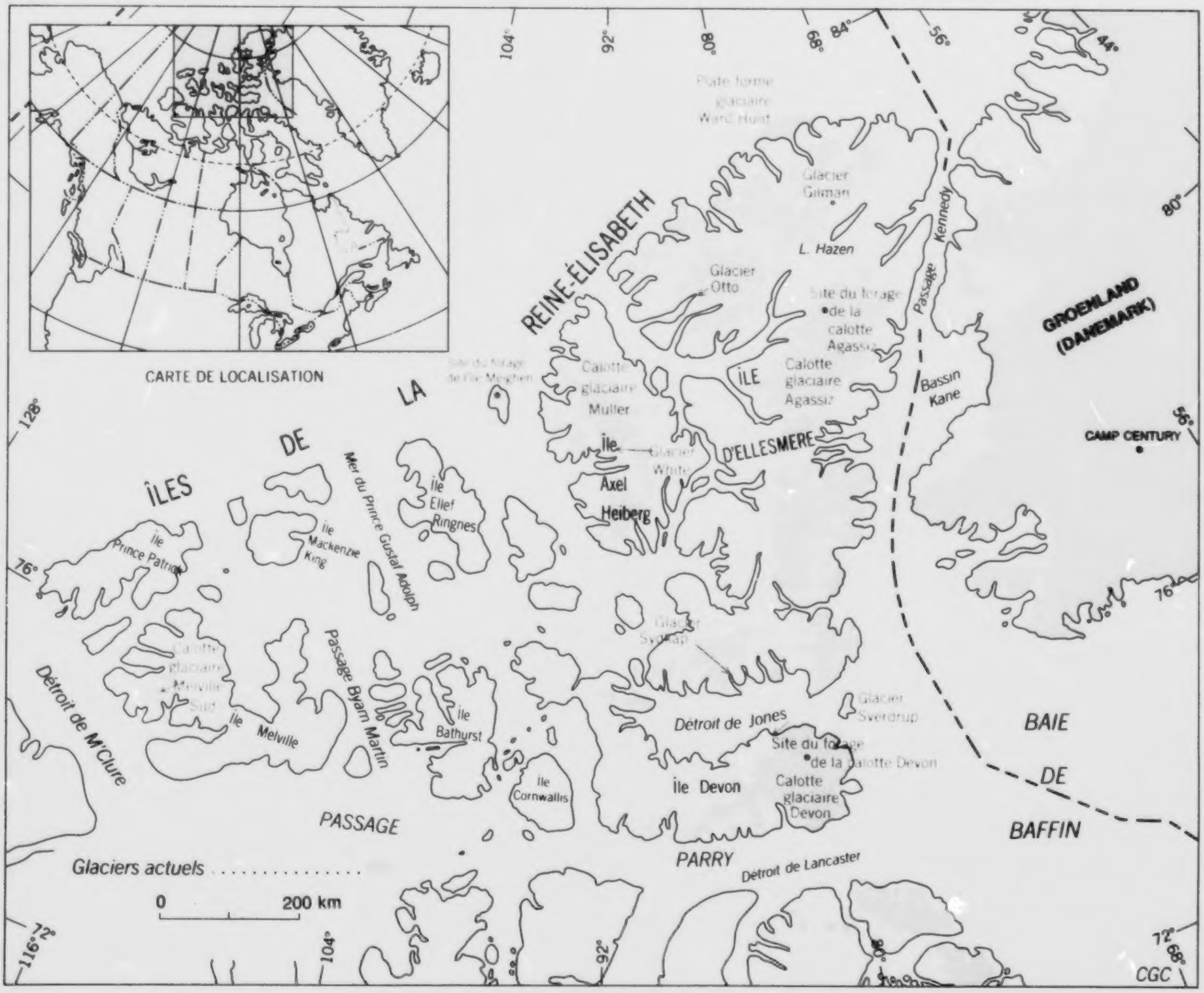


Figure 6-15. Sites d'étude des glaciers dans les îles de la Reine-Élisabeth.

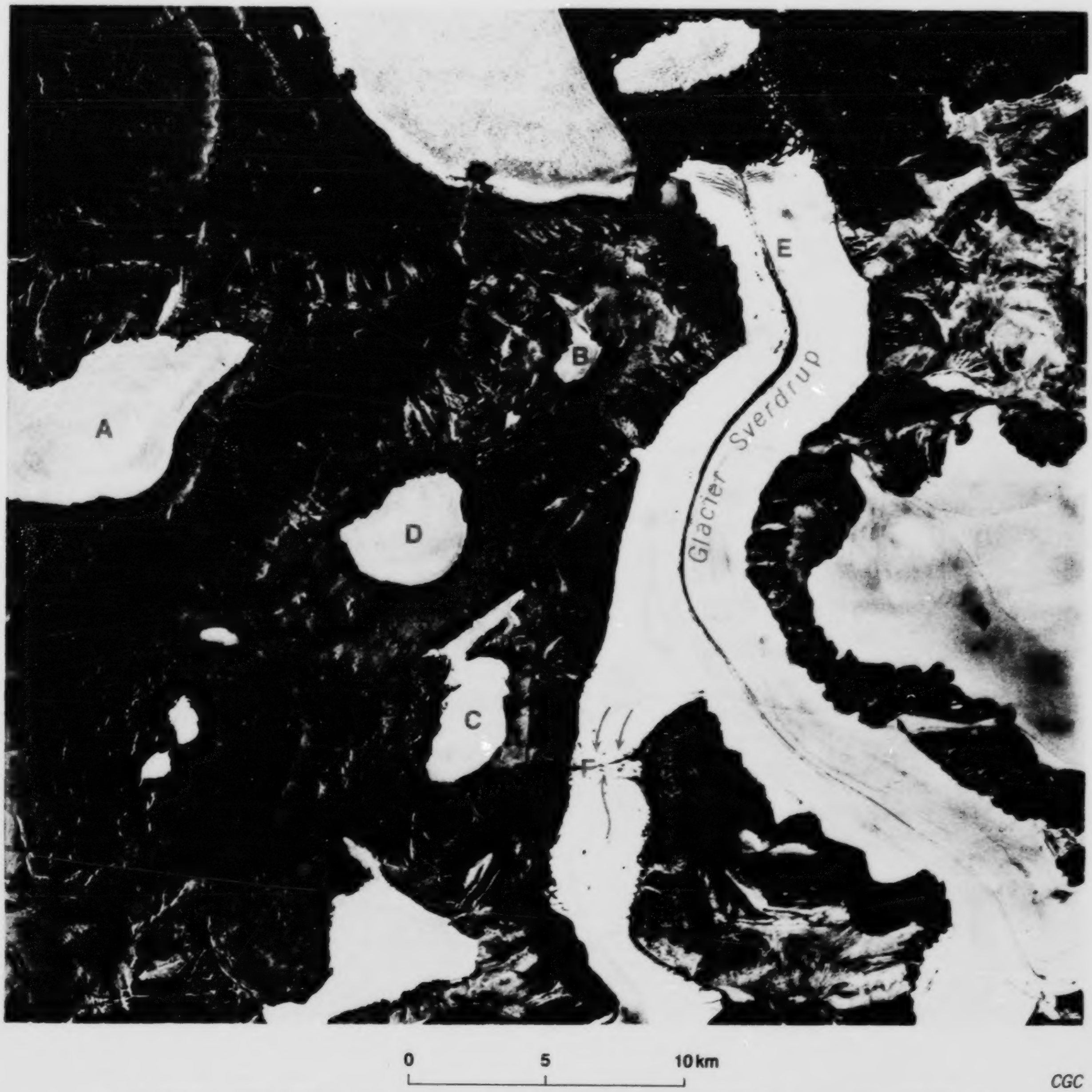
20 m; elles se sont formées pendant la dernière période de refroidissement qui a commencé vers 0,4 ka.

La topographie du substratum rocheux influe fortement sur la surface des calottes glaciaires (fig. 6-16). Les vastes étendues des calottes glaciaires alimentent des glaciers émissaires de vallée ou encore des lobes émissaires (B et C respectivement à la fig. 6-16). Ailleurs, les marges des calottes reposent sur des plateaux rocheux entre 800 et 1 000 m d'altitude. L'épaisseur de la glace varie de 300 à 800 m environ dans les grandes calottes et de 200 à 500 m

Figure 6-16. Image LANDSAT de la partie centrale de l'île Axel Heiberg montrant les principales calottes glaciaires. À remarquer la différence d'écoulement glaciaire de part et d'autre de la calotte principale: à l'est, la glace s'écoule librement vers la marge tandis qu'à l'ouest, elle est canalisée dans des glaciers de vallée. Ce contraste du mode d'écoulement s'observe fréquemment dans les calottes glaciaires des îles de la Reine-Élisabeth. Image 20950-18542, 29 août 1977, Centre canadien de télédétection.

dans les glaciers émissaires (Hattersley-Smith et al., 1969; Paterson et Koerner, 1974; Oswald, 1975; Koerner, 1977a; Narod et Clarke, 1983). Les glaciers sont normalement plus épais du côté des grandes nappes d'eau, en particulier autour de la baie de Baffin, en raison de taux d'accumulation de neige plus élevés (Koerner, 1977a).

En général, la glace des calottes glaciaires se déplace à une vitesse inférieure à 20 m par année, et celle des glaciers émissaires, à 20-40 m par année. En été, la vitesse de certains glaciers de vallée atteint environ le double de leur vitesse annuelle moyenne (Iken, 1974), en raison de la pénétration des eaux de fonte jusqu'au lit sous-glaciaire.



CGC

Figure 6-17. Glacier Sverdrup, exutoire de la partie nord-ouest de la calotte glaciaire Devon (photographie aérienne prise en 1959). Les points A et B renvoient au texte. La photographie montre un glacier généralement sans crevasses, un torrent central d'eaux de fonte qui disparaissent dans un moulin en E et la confluence de deux glaciers tributaires en F. La calotte glaciaire en C s'est divisée en deux sections (un glacier de vallée et une calotte glaciaire) au début des années 60. La calotte en D a désormais quatre petits nunataks, lesquels étaient alors visibles à travers la glace. Mosaïque MG 1888 de la Photothèque nationale de l'air.

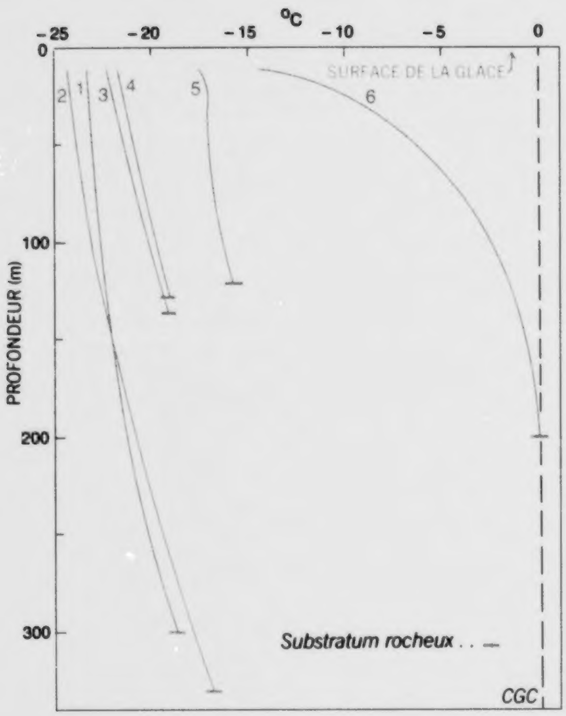


Figure 6-18. Profils de température: (1) calotte glaciaire Devon, à 1 800 m d'altitude (Paterson et Clarke, 1978); (2), (3) et (4) calotte glaciaire Agassiz, à 1 700, 1 710 et 1 715 m d'altitude respectivement (D.A. Fisher, communication personnelle, 1986); (5) calotte glaciaire Meighen, à 268 m d'altitude (Paterson, 1968); (6) glacier White, à 300 m d'altitude (Blatter, 1985).

Ces vitesses sont faibles par rapport à celles des glaciers du Groenland et de l'Antarctique, dont les zones d'accumulation sont beaucoup plus vastes. La plupart des glaciers des îles de la Reine-Élisabeth sont donc relativement peu crevassés (glacier Sverdrup, fig. 6-15, 6-17) et le vêlage au front glaciaire est rarement un facteur important du bilan de masse. Les icebergs menaçant les routes de navigation au large de Terre-Neuve proviennent pour la plupart des glaciers émissaires extrêmement dynamiques du Groenland (Reeh, 1989).

Les températures intraglaciaires sont fonction de la température de l'air, du flux géothermique au lit du glacier, de l'épaisseur de la glace, de la vitesse d'écoulement de la glace, de l'accumulation de la neige et de l'ablation de la glace en surface. La faible épaisseur des glaciers et les basses températures de l'air font que presque toute la glace dans les îles de l'Arctique est à une température inférieure au point de congélation (fig. 6-18). Cependant, les forts taux d'ablation à la surface de certains glaciers émissaires entraînent une fusion sous-glaciaire (6 à la fig. 6-18) et, par conséquent, une érosion basale. La présence de débris intraglaciaires dans la glace frontale de certains glaciers en fournit la preuve.

La température de la glace ne s'abaisse pas nécessairement avec l'augmentation de l'altitude sur le glacier. Cela tient en partie à la présence d'inversions de la température annuelle moyenne dans le Haut-Arctique (Wilson, 1969), et en partie à la fusion de la surface des glaciers en été. Dans les zones d'accumulation en amont des calottes glaciaires, la chaleur latente libérée par le regel des eaux de fonte dans le névé est en grande partie conservée. Aux altitudes plus basses, la chaleur latente est perdue par écoulement des eaux de fonte. Il arrive donc que les températures intraglaciaires soient plus élevées dans les parties amont (zones d'accumulation) des calottes glaciaires que dans les zones d'ablation, en aval (glacier White, tableau 6-1). Dans les calottes glaciaires en général, la variation de la tempé-

Tableau 6.1 Température de la glace à différentes altitudes sur la calotte glaciaire Devon et le glacier White[1].

Lieu	Altitude, en mètres au-dessus du niveau de la mer	Température (°C), à 10 m de profondeur
Calotte Glaciaire Devon (SE)	1879	-23,3
Calotte Glaciaire Devon (SE)	1858	-21,2
Calotte Glaciaire Devon (NW)	1787	-23,5
Calotte Glaciaire Devon (SE)	1729	-22,5
Calotte Glaciaire Devon (SE)	1609	-20,7
Calotte Glaciaire Devon (NW)	1595	-21,0
Calotte Glaciaire Devon (SE)	1522	-20,3
Calotte Glaciaire Devon (NW)	1317	-19,0
Calotte Glaciaire Devon (NW)	500	-14,8
Calotte Glaciaire Devon (NW)	305	-14,3
Glacier White	1424	-10,3
Galcier White	867	-14,7
Glacier White	844	-15,7
Glacier White	385	-12,0
Glacier White	206	-12,7
Glacier White	164	-11,4

[1]Blatter, 1985

Tableau 6.2 Altitude des lignes de névé (juin, 1974).

Lieu (voir fig. 6-15)	Latitude approximative (°N)	Altitude, en mètres au-dessus du niveau de la mer
Calotte Glaciare Devon (NW)		1280
Calotte Glaciare Devon (SE)	75,5	800
Glacier Sydkap	75,0	920
Champ de glace Manson	76,5	470-630
Champ de glace Prince of Wales	77,7 78,7	760-910
Calotte Glaciare au sud de la calotte Agassiz	80,0	850-910
Calotte Glaciare Agassiz	80,8	850-940
Calotte Glaciare Muller	79,6 79,8	990-1350

Les lignes de névé les plus basses se trouvent sur des versants faisant face aux plans d'eau (principalement la baie de Baffin et ses prolongements septentrionaux). La ligne d'équilibre se situe généralement de 100 à 300 m sous la ligne de névé

rature en fonction de l'altitude à 10 m de profondeur dans la glace est bien inférieure au gradient adiabatique normal (calotte glaciaire Devon, tableau 6-1).

L'accumulation de neige varie d'un maximum de plus de 44 g/(cm².a) sur les versants faisant face à la baie de Baffin à moins de 15 g/(cm².a) dans les régions intérieures du nord de l'île d'Ellesmere (Koerner, 1979). Entre 17 et 26% des précipitations nivales dans la zone de forte accumulation autour de la baie de Baffin semblent provenir directement de la baie (Schriber et al., 1977; Koerner et Russell, 1979). Les faibles précipitations nivales dans la partie nord de l'île d'Ellesmere sont dues en partie à l'éloignement des sources d'humidité et surtout à l'écran pluviométrique formé par les hautes terres avoisinantes. L'altitude de la ligne de névé, qui constitue la limite inférieure d'une zone de neiges nouvelles ou anciennes (névé) persistantes, est principalement fonction du taux d'accumulation de la neige (tableau 6-2). La ligne de névé descend donc à plus basse altitude sur les versants faisant face à la baie de Baffin. La ligne d'équilibre (bilan positif au-dessus, bilan négatif au-dessous) se situe de 100 à 300 m environ sous la ligne de névé, sauf durant les étés exceptionnellement chauds où elle monte parfois légèrement au-dessus de la ligne de névé moyenne.

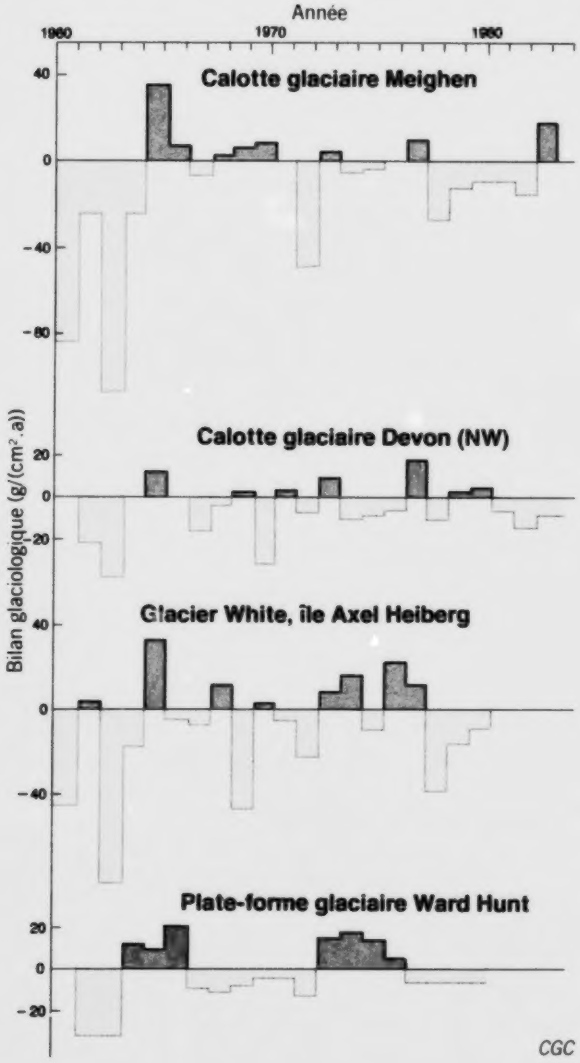


Figure 6-19. Bilans glaciologiques: calotte glaciaire Meighen, calotte glaciaire Devon (versant nord-ouest), glacier White dans l'île Axel Heiberg (Blatter, 1985), plate-forme glaciaire Ward Hunt (Hattersley-Smith et Serson, 1970; H. Serson, communication personnelle, 1980). Le grisé noir représente un bilan positif et le grisé rouge, un bilan négatif.

Les taux d'ablation au niveau de la mer varient d'environ 25 g/(cm².a) sur la plate-forme glaciaire Ward Hunt (Hattersley-Smith et Serson, 1970) à 135 g/(cm².a) sur le glacier Sverdrup (Koerner, 1970) et à 290 g/(cm².a) sur le glacier White (Blatter, 1985). S'il existe une forte corrélation inverse entre l'altitude et le taux d'ablation, on ne saurait en dire autant de la relation entre la latitude et le taux d'ablation.

Bilan glaciologique actuel

En général, on détermine le bilan d'un glacier en enfonçant des poteaux dans des trous forés dans la glace ou le névé et en mesurant à chaque année la quantité de glace ou de neige fondue ou accumulée à la périphérie des poteaux. Chacun d'eux représente une aire du glacier, et le bilan glaciologique est la somme des volumes dans chaque aire où l'accumulation est positive et l'ablation négative. En général, le vêlage au front du glacier contribue très peu à l'ablation (Reeh, 1989).

La figure 6-19 présente les résultats des plus longues séries de relevés. Dans chaque cas, le bilan pour la période de 20 à 25 ans est légèrement négatif. Les bilans négatifs des premiers relevés reflètent les conditions plus chaudes des années 50. Il n'y a aucune indication d'un réchauffement ou d'un refroidissement climatique au cours de la période de 25 ans des relevés.

Variations de superficie

Une étude préliminaire de photographies aériennes datant des années 40, 50 et 60, et d'images LANDSAT durant les années 70 montre que la superficie de certains glaciers et de certaines petites calottes glaciaires des îles de l'Arctique a diminué légèrement depuis les années 40. Cette tendance persiste de nos jours.

Tableau 6-3. Carottes de glace forées depuis la surface jusqu'au substratum rocheux

Site de forage (voir fig. 6-15)	Altitude de la surface (m)	Longueur de la carotte (m)	Année du forage
Calotte glaciaire Meighen	268	121	1965
Calotte glaciaire Devon	1800	300	1972
Calotte glaciaire Devon	1800	300	1973
Calotte glaciaire Agassiz	1700	340	1977
Calotte glaciaire Agassiz	1710	137	1979
Calotte glaciaire Agassiz	1715	127	1984

Nota : Une carotte prélevée en 1971 dans la calotte glaciaire Devon n'a pas atteint le substratum, et c'est pourquoi elle ne paraît pas sur la liste.

Il existe cependant trois exemples connus de fluctuations marquées des marges glaciaires. Le glacier Otto, dans le nord de l'île d'Ellesmere (fig. 6-15), a avancé de 2 ou 3 km entre 1950 et 1959, et à nouveau de 2 ou 3 km entre 1959 et 1964 (Hattersley-Smith, 1969b). Le glacier Good Friday, dans l'île Axel Heiberg (fig. 6-16), a avancé d'environ 2 km entre 1952 et 1959 (Müller, 1969). Ces deux glaciers pourraient être en crue. En revanche, le glacier Sydkap, dans le sud de l'île d'Ellesmere (fig. 6-15), s'est retiré de 6,5 km entre 1957 et juillet 1974. Ce retrait est associé à une densité accrue de crevasses vers le front glaciaire, mais l'altitude de la surface du glacier n'a pas changé. Aucun des glaciers avoisinants n'a avancé ou ne s'est retiré au cours de la même période. On ignore si ce glacier revient à sa position plus habituelle ou si, au contraire, il s'en éloigne.

Cependant, les variations de superficie ne sont pas toujours reliées directement à des variations de volume. Par exemple, les mesures des variations du niveau de la glace montrent que le centre de la calotte glaciaire Meighen s'est épaissi pendant que les marges ont reculé. Entre 1960 et 1982, la surface du glacier près de la marge s'est abaissée en moyenne de 100 mm par année, tandis que le centre s'est épaissi de 90 à 100 mm par année.

Les plates-formes glaciaires le long de la côte nord de l'île d'Ellesmere, en bordure de l'océan Arctique, sont actuellement beaucoup plus petites qu'elles ne l'étaient il y a 30 ans. La majeure partie du vêlage a eu lieu au début des années 60; la plate-forme Ward Hunt a alors perdu 596 km^2 (fig. 6-15) et vu sa taille réduite de moitié (Hattersley-Smith, 1963b). Le vêlage s'est poursuivi depuis, mais avec beaucoup moins d'intensité (Jeffries et Serson, 1983).

Variations d'épaisseur

Les mesures répétées de la profondeur des calottes glaciaires Devon et Agassiz, auxquelles a procédé l'Étude du plateau continental polaire en forant les glaciers de part en part, montrent que leur épaisseur n'a pas beaucoup varié ces dernières années. Les mesures gravimétriques effectuées à intervalles réguliers sur la calotte glaciaire Devon confirment l'une de ces séries de résultats. Aucun changement important d'altitude n'a été mis en évidence par le nivellement de deux transects exécutés dans la zone d'ablation de la calotte Devon en 1965 et 1975. En utilisant des techniques d'arpentage classiques, Arnold (1968) n'a décelé aucun changement dans l'altitude de la zone d'accumulation en amont du glacier Gilman, dans l'île d'Ellesmere (fig. 6-15), entre 1957 et 1967. Cependant, il a constaté que la surface de la zone d'ablation du glacier Gilman avait baissé en moyenne de 0,17 m par année pendant la même période et que la surface du glacier White, près du front, avait perdu 0,83 m par année entre 1960 et 1970 (Arnold 1981).

L'épaisseur des zones d'accumulation des calottes glaciaires présente donc une certaine constance qui semble indiquer que les taux d'accumulation ont peu varié depuis plusieurs décennies. Cette interprétation est corroborée par une étude récente de carottes de glace qui a prolongé cette période à 1 000 ans (Paterson et Waddington, 1984). Par conséquent, l'amincissement des glaciers Gilman et White et le léger retrait des marges de nombreux glaciers semblent attribuables à une légère augmentation récente de la fonte estivale.

Bilan glaciologique antérieur (relevé des carottes de glace)

Sept carottes ont été prélevées dans trois calottes glaciaires des îles de la Reine-Élisabeth au moyen d'une foreuse thermique conçue et fabriquée par le Cold Regions Research Laboratory du U.S. Corps of Engineers (tableau 6-3). Les données tirées de ces carottes se sont avérées fort intéressantes quant aux variations climatiques et à la distribution des glaciers depuis 100 ka.

Échelle chronologique

La première carotte de glace prélevée par l'Étude du plateau continental polaire (EPCP) en 1965 provient du sommet de la calotte glaciaire Meighen. Comme cette calotte subit une ablation certaines années, l'enregistrement glaciologique est discontinu (tableau 6-4). Toutes les autres carottes proviennent du sommet des calottes Devon et Agassiz, que l'on peut considérer comme des zones d'accumulation continue où chaque couche annuelle est préservée, et fournissent donc un registre climatique continu.

La datation de ces carottes se fait de diverses façons. Outre la méthode théorique consistant à calculer une échelle chronologique provisoire, qui a servi au moment de l'échantillonage des carottes et lors des travaux sur le terrain, quatre techniques sont principalement utilisées. La première consiste à établir une relation entre l'âge et la profondeur à l'aide du taux de déformation verticale, mesuré à diverses profondeurs dans le sondage (Paterson, 1976); pour que cette méthode soit précise, il faut que les vitesses verticales soient demeurées constantes dans le temps, ce qui n'est pas toujours le cas. Dans la deuxième,

Tableau 6-4. **Relevé** climatique déduit de la carotte prélevée dans la calotte glaciaire **Meighen**.

Intervalle de profondeur (m)	Chronologie estimée (ans)	Climat et bilan au site de forage
0	actuel-80	surface d'ablation formée pendant une période de bilan négatif qui a fait disparaître un maximum de 13 m de glace au site de forage
0-24	80-390	glace superposée caractérisée par un bilan positif
24-44	390-560	fonte estivale relativement faible, période la plus froide de l'histoire de la calotte; glace superposée et névé à bilan positif
44-54	560-660	site de forage sur un versant bien drainé; bilan positif
54	660-2500/2000	longue période de bilan négatif ayant réduit l'épaisseur et la superficie de la calotte
54-116	2500/2000-?	bilan globalement positif avec plusieurs courtes périodes de bilan négatif
116-121	?- 3500 environ	bilan positif, la calotte glaciaire couvrant la majeure partie de l'île Meighen.

le taux de décroissance des radio-isotopes contenus dans la glace, tels que ^{32}Si et ^{14}C, peut servir à dater divers niveaux de la glace, ce qui a d'ailleurs été fait dans le sondage foré en 1973 dans la calotte glaciaire Devon (Paterson et al., 1977). La troisième consiste à identifier des suites constituées d'une douzaine de couches annuelles à plusieurs intervalles dans les carottes, en mesurant les variations saisonnières des concentrations de microparticules insolubles ou de divers cations et anions. Dans les calottes glaciaires des îles de la Reine-Élisabeth, les faibles taux d'accumulation et l'amincissement rapide des couches annuelles avec la profondeur limitent l'application de cette méthode aux couches accumulées depuis 7 ka. La quatrième technique de datation consiste à identifier les niveaux correspondant aux principaux événements volcaniques et climatiques dont l'âge est connu (fig. 6-20, 6-21). Les principales éruptions volcaniques islandaises, décelées pour la première fois dans l'inlandsis du Groenland par Hammer et al. (1978), l'ont aussi été dans les carottes de glace provenant des îles de la Reine-Élisabeth (Fisher et al., 1983) et peuvent servir dans ce contexte.

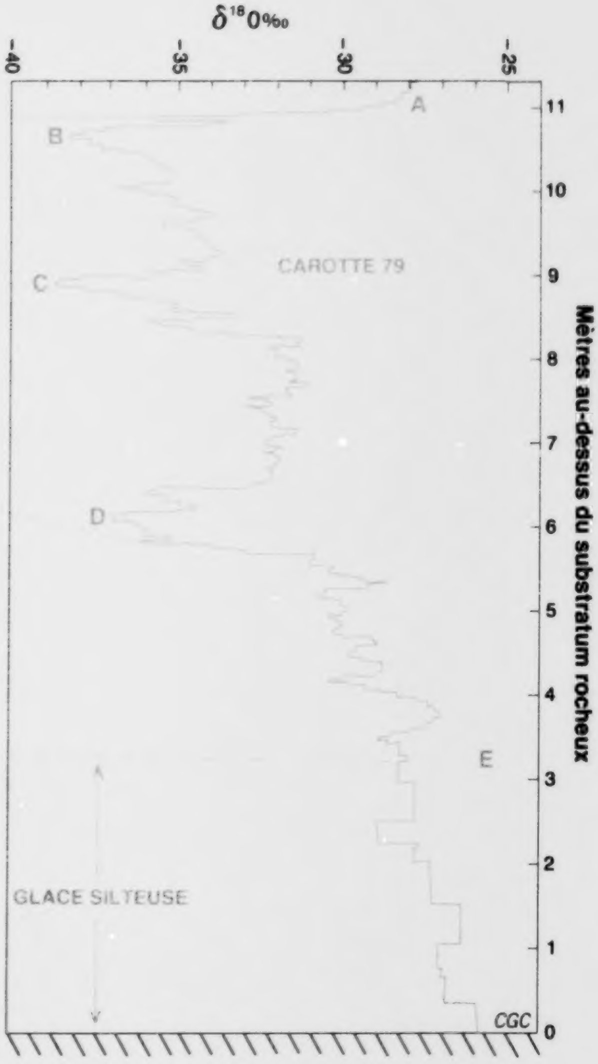


Figure 6-20. Variations verticales de la composition isotopique de l'oxygène jusqu'à la base de la calotte glaciaire Agassiz (1979). Les lettres renvoient au texte.

Toutes les carottes de glace provenant des îles de la Reine-Élisabeth, à l'exception de celle prélevée sur la calotte glaciaire Meighen, ont été datées au moyen d'une quelconque combinaison de ces quatre méthodes. Les échelles chronologiques sont précises à environ 5% pour la glace accumulée depuis 5 ka, et à 10% pour la glace datant de 5 à 10 ka. Les échelles chronologiques de la glace antérieure à 10 ka ont été déduites d'une comparaison des profils de la composition isotopique de l'oxygène et des concentrations de microparticules avec ceux des carottes du Groenland; toutefois, cette chronologie n'est qu'approximative (Paterson et al., 1977).

Les 100 000 dernières années

La figure 6-21 présente les résultats de l'analyse isotopique de l'oxygène à laquelle on a soumis de la glace vieille de plus de 10 ka dans une carotte prélevée en 1979 dans la calotte glaciaire Agassiz (fig. 6-15). Cette carotte sera examinée en détail car elle fournit ce qui semble être le registre le plus continu compilé à ce jour en raison du fait que la carotte a été extraite à moins de 200 m du sommet d'une ligne d'écoulement. Les principaux niveaux de référence comprennent l'épisode de réchauffement climatique à environ 10 ka (A, fig. 6-20), les épisodes très froids à environ 20 ka (B), 40 ka (C) et 60 ka (D) et l'épisode de refroidissement à environ 70 ka (immédiatement sous D, fig. 6-20). Comme nous le verrons plus loin, ces âges pourraient être très éloignés de la réalité. Dans les carottes de glace de Camp Century (dans le nord-ouest du Groenland; fig. 6-15) et de la calotte Devon, les valeurs de la composition isotopique de l'oxygène sont plus élevées dans la glace âgée de 70 à 100 ka que dans celle d'âge holocène. Dans les carottes de la calotte glaciaire Agassiz, les valeurs de cet intervalle sont un peu moins élevées (D à E, fig. 6-20) que celles de l'Holocène, sauf pour une courte section à 3,8 m au-dessus du lit. Ces valeurs isotopiques témoignent d'un climat plus chaud que celui attendu d'une période glaciaire, bien que selon les données océaniques, le niveau de la mer était plus bas durant l'intervalle 70-100 ka que durant l'Holocène. Cela implique donc l'existence d'une phase d'englacement précoce. Paterson et al. (1977) ont expliqué cette anomalie en proposant que cette glace ancienne tirait son humidité (précipitations) d'une source différente de la glace actuelle. En se basant sur une étude de diverses composantes des données océaniques, Ruddiman et al. (1980) ont conclu que l'océan était encore chaud à l'époque où l'inlandsis nord-américain était en croissance, surtout dans les régions orientales. Si cette interprétation est correcte, les calottes glaciaires des îles de la Reine-Élisabeth tiraient peut-être leur humidité des mêmes sources qu'actuellement, avec un apport additionnel important de neige estivale « chaude ».

Les courbes isotopopiques de l'oxygène dans les carottes de la calotte glaciaire Agassiz sont semblables à celles des carottes du Groenland. Cependant, Dansgaard et al. (1982) ont modifié l'échelle chronologique établie originalement pour la carotte de Camp Century, de manière à l'ajuster à la chronologie océanique. Ainsi, le ressaut aupa-

ravant daté de 60 à 70 ka (correspondant à la région immédiatement en-dessous de D, fig. 6-20) est maintenant daté à 115 ka. L'échelle révisée simplifie l'interprétation de la courbe isotopique de l'oxygène au point de vue des changements climatiques. La composition isotopique de l'oxygène dans la glace de Camp Century, comme dans celle des calottes Devon et Agassiz, indiquerait donc une persistance des valeurs « froides » durant tout l'intervalle attribué à la dernière glaciation. Selon cette échelle chronologique, la glace isotopiquement plus « chaude » à la base de la carotte (sous D et jusqu'au lit, fig. 6-20) serait d'origine interglaciaire.

La glace présentant des valeurs isotopiques fortement négatives (glace de période glaciaire, de B à C, fig. 6-20) contient des concentrations relativement fortes de microparticules et de calcium, qui sont révélatrices d'une forte turbidité atmosphérique. La présence de calcium laisse supposer que les calottes glaciaires recevaient des apports considérables de matériaux provenant des plates-formes continentales émergées durant les périodes de bas niveaux marins, à l'époque où des inlandsis recouvraient l'Amérique du Nord et la Fennoscandie. Cette glace a des propriétés rhéologiques différentes de celles de la glace sus-jacente et sous-jacente (Paterson, 1977b, 1981). Elle est relativement « molle » dans les carottes des calottes glaciaires Devon et Agassiz, de sorte que les taux de fermeture et l'inclinaison des trous de forage sont élevés. Cette différence de propriétés a d'importantes répercussions sur la dynamique glaciaire; il se pourrait en effet que les inlandsis du Pléistocène aient eu un comportement dynamique différent de celui des glaciers actuels, d'après lequel les modèles glaciologiques sont établis.

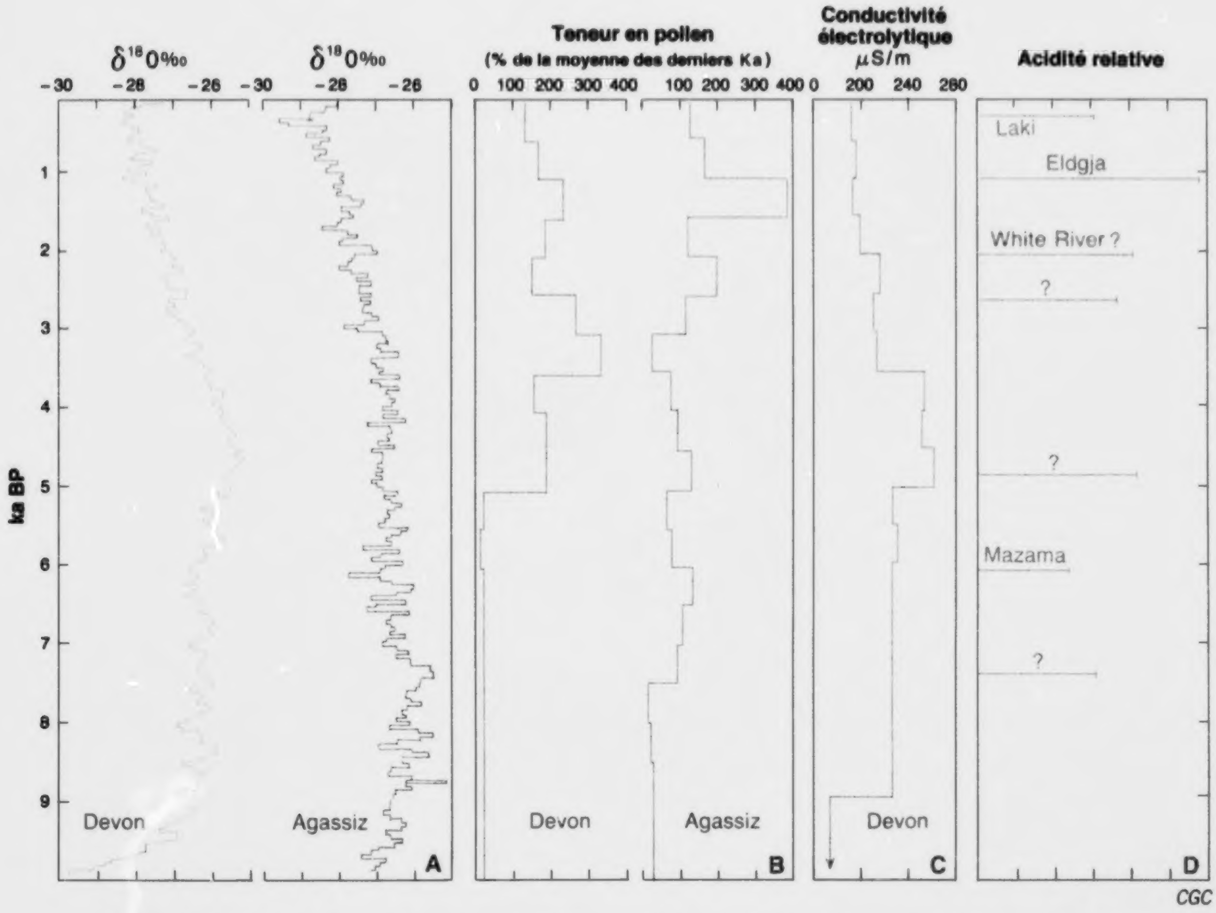


Figure 6-21. A. Variations de la composition isotopique de l'oxygène dans les calottes glaciaires Devon (1973) et Agassiz (1979). B. Variations de la teneur en pollens dans les calottes glaciaires Agassiz (1977) et Devon (1973), exprimées en pourcentage de la moyenne des 10 derniers ka. C. Variations de la conductivité électrolytique dans la calotte Devon (1973); les mesures sont effectuées sur des échantillons de glace fondue. D. Horizons de cendres volcaniques dans la glace : éruptions du Laki et de l'Eldgja (Islande), de White River (Yukon) et de Mazama (ouest des États-Unis). Les éruptions volcaniques ont été décelées par des mesures d'acidité faites directement sur la glace au moyen de la méthode à sec de Hammer (1980); l'échelle arbitraire est celle de la concentration relative des ions hydrogène.

Les concentrations de poussières sont généralement très faibles (moins de 1 ppm en volume) dans les carottes de la calotte glaciaire Devon et dans la carotte prévelée en 1977 sur la calotte Agassiz. Les 3 m inférieurs des trois carottes contiennent quelques poches de poussières visibles qui font augmenter la concentration moyenne des poussières à plus de 1 ppm (en volume). Toutefois, les 3 m inférieurs de la carotte illustrée à la figure 6-20 (de E jusqu'au lit) sont très différents, puisqu'ils contiennent de grandes quantités de glace chargée de silt. Le sondage par échos radioélectriques indique que cette couche silteuse est typique de la glace basale sur la majeure partie de la colline rocheuse sous-jacente au site de forage et qu'elle se prolonge sur plus d'un kilomètre en périphérie (Walford et Harper, 1981). La morphologie des grains dans cette glace sale cadre avec l'hypothèse d'une fonte basale suivie d'un regel au lit glaciaire. La glace sale pourrait être antérieure au dernier interglaciaire, auquel cas les débris auraient été entraînés, lors du regel suivant une fonte sous pression à l'amont, le long d'une ancienne ligne d'écoulement; la glace aurait eu alors environ 200 m d'épaisseur de plus. Les indices disponibles ne conduisent pas forcément à cette interprétation; les travaux en cours semblent indiquer que la glace pourrait avoir une origine interglaciaire et que les poussières y auraient été soufflées au cours d'un épisode où la calotte était encore de petite dimension. Si tel était le cas, il est peu probable que des glaciers, même de taille modeste, aient pu subsister dans le Haut-Arctique durant les premiers épisodes du dernier interglaciaire.

Les 10 000 dernières années

La figure 6-21a illustre les variations de la composition isotopique de l'oxygène depuis 10 ka dans les carottes de glace provenant des calottes glaciaires Devon (1973) et Agassiz (1979). La carotte d'Agassiz révèle qu'une période chaude a persisté sans interruption de 10 ka à environ 4 ka, et qu'il y a eu refroidissement progressif depuis. La période la plus chaude a duré de 9 à 7 ka. La carotte de la calotte Devon met en évidence, pour sa part, une période chaude atteignant un maximum à 5 ka, suivie d'un refroidissement progressif. Enfin, les deux carottes témoignent d'une phase de refroidissement débutant vers 0,3 ka, suivie d'un réchauffement marqué durant le siècle actuel.

Tandis que les données des calottes glaciaires Devon et Agassiz semblent indiquer un refroidissement du climat depuis 4 ou 5 ka, celles de la calotte Meighen (tableau 6-4) laissent supposer au contraire une longue période chaude prenant fin vers 0,6 ou 0,7 ka (Koerner et Paterson, 1974), ce que corroborent des données similaires pour la plate-forme glaciaire Ward Hunt (Lyons et Mielke, 1973). Malgré ces divergences, les profils isotopiques permettent de conclure qu'en général il a fait plus froid durant les trois derniers millénaires que durant les six précédents, et que la période dite du « Petit Âge glaciaire » compte parmi les plus froides des dix derniers millénaires.

Les neiges des îles de la Reine-Élisabeth contiennent des pollens et des spores, mais en concentrations ne dépassant guère quelques grains par litre de neige fondue. Pour le moment, aucune tendance ne se dégage de la distribution spatiale de ces grains, bien qu'il y ait un gradient prononcé entre les limites méridionales des îles et la limite des arbres (Bourgeois et al., 1985). Les concentrations polliniques dans les carottes montrent cependant des variations temporelles marquées (fig. 6-21b). Ainsi, la quasi absence de pollens dans les parties inférieures des carottes, représentant le Pleistocène supérieur et l'Holocène inférieur, contraste nettement avec les concentrations relativement fortes de la seconde moitié de l'Holocène. Pendant la dernière glaciation, la plupart des sources actuelles de pollens étaient ensevelies sous des inlandsis. L'influx pollinique dans le Haut-Arctique n'a pu recommencer avant la déglaciation et la recolonisation végétale. La calotte glaciaire Devon met en évidence un délai de 5 ka entre l'événement isotopique marquant le début de l'Holocène et la brusque augmentation des concentrations polliniques. Le délai n'est que de 2 à 3 ka dans la calotte glaciaire Agassiz, mais les teneurs initiales en pollens atteignent tout juste les valeurs qui avaient existé dans la glace de la calotte Devon au début de l'Holocène. Depuis 5 ka, des épisodes de concentrations polliniques maximales ont eu lieu vers 3 ka et 1 ka dans la calotte Devon et vers 2 ka et 1 ka dans la calotte Agassiz. Il est intéressant que les concentrations polliniques soient demeurées élevées au cours de la période de refroidissement climatique identifiée par les profils isotopiques. Toutefois, elles ont culminé vers 1 ka, au cours d'une période chaude généralement reconnue.

Le profil géochimique de la calotte glaciaire Devon (fig. 6- 21c) montre que la glace accumulée pendant la période chaude de 5 ka a une forte conductivité électrolytique, suggérant une réduction de la couverture glacielle sur la mer. Cette haute conductivité est attribuée à l'augmentation des concentrations de sels marins déposés sur la calotte glaciaire pendant les longues périodes de l'année où la baie de Baffin était libre de glaces (Fisher et Koerner, 1981). Ces données concordent avec les résultats de Blake (1972) et de Stewart et England (1983) qui, en se basant sur l'étude des âges ^{14}C du bois flotté, ont conclu que les bras de mer de l'Arctique étaient moins encombrés de glace au cours de l'Hypsithermal, qui a pris fin vers 4,5 ka.

Il existe une différence marquée entre les concentrations de microparticules dans la glace d'âge pléistocène et celles de la glace d'âge holocène, mais aucune tendance majeure ne ressort durant l'Holocène. Ceci donne à penser que la turbidité atmosphérique originant de diverses sources de microparticules n'a pas beaucoup varié au cours de l'Holocène.

Les retombées volcaniques sur les calottes glaciaires forment des couches très acides dans les carottes (fig. 6-21d). Alors que les retombées acides provenant d'une éruption volcanique se poursuivent pendant deux ans environ, les cycles saisonniers des métaux comme le calcium, le sodium et le potassium, demeurent inchangés, quoique parfois à des niveaux plus élevés. Par contre, les concentrations de microparticules varient très peu et aucune couche de cendres n'a pu être décelée, pas même au microscope électronique. Cela vaut même pour les couches très acides d'origine volcanique connue (l'éruption du Laki en Islande, fig. 6-21d). La plupart des pics d'acidité observés dans les carottes proviennent d'éruptions volcaniques des hautes latitudes boréales, principalement en Islande et, dans une moindre mesure, en Alaska et au Yukon.

Le dernier millénaire

Un autre indicateur indirect de la température a été utilisé en plus pour le dernier millénaire; il s'agit du pourcentage de chaque couche annuelle accumulée qui a fondu pour former une couche de glace. Ce pourcentage est fonction des températures estivales qui existaient lorsque la neige se

trouvait à la surface du glacier (Koerner, 1977b). Cet indicateur est utile jusqu'à une profondeur de 150 m, après quoi des microfractures viennent masquer la stratigraphie.

D'après le taux de regel et la courbe des isotopes de l'oxygène, le « Petit Âge glaciaire » s'est échelonné entre les années 1570 et 1850 de notre ère, la période la plus froide ayant débuté vers 1650 (fig. 6-22). Les données laissent croire que les températures de cette période, l'une des plus froides depuis 10 ka, étaient inférieures de 1,5 à 2,5° C à celles de la période de réchauffement qui vient de prendre fin. À quelques occasions, des périodes de cinq ans sans fonte estivale peuvent être observées dans les relevés de la calotte glaciaire Agassiz, ce qui de nos jours ne se produit qu'une fois tous les dix ans, lors d'un été très froid.

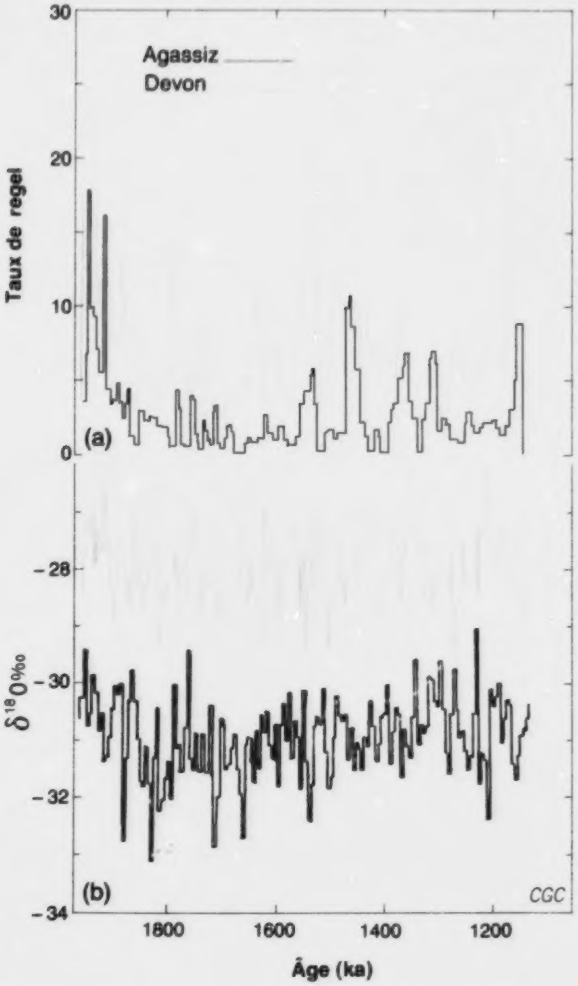


Figure 6-22. Variations de la composition isotopique de l'oxygène et du taux de regel dans les calottes glaciaires Agassiz (en noir) et Devon (en rouge). Le taux de regel est le pourcentage de chaque couche d'accumulation annuelle qui a fondu pour former une couche de glace.

Alt et al. (1985) ont montré comment les basses températures et l'abondante couverture glacielle qui en résulte ont nuit à l'exploration du passage du Nord-Ouest et contribué à l'échec de l'expédition de Franklin. Par contre, le XX^e^ siècle a connu quelques-uns des étés et des années les plus chauds du dernier millénaire.

REMERCIEMENTS

Les cartes manuscrites et les carnets de terrain de J.G. Fyles ont fourni une multitude de renseignements sur les dépôts meubles et leur origine. W. Blake, Jr., N.R. Gadd (CGC), J.B. Bird (Université McGill), J. England (Université de l'Alberta) et W.H. Mathews (Université de la Colombie-Britannique) ont révisé ce chapitre.

BIBLIOGRAPHIE

Alt, B.T., Koerner, R.M., Fisher, D.A., and Bourgeois, J.C.
1985: Arctic climate during the Franklin era as deduced from ice cores; in Proceedings of « The Franklin Era in Canadian Arctic History », P. Sutherland (ed.); Archaeological Survey of Canada, Mercury Series, Paper 131, p. 69-92.

Andrews, J.T.
1970: A geomorphic study of postglacial uplift with particular reference to Arctic Canada; Institute of British Geographers, London, Special Publication 2, 156 p.

Andrews, J.T. and Miller, G.H.
1976: Quaternary glacial chronology of the eastern Canadian Arctic: a review and a contribution on amino acid dating of Quaternary molluscs from the Clyde cliffs; in Quaternary Stratigraphy of North America, W.C. Mahaney (ed.); Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, p. 1-32.

Arnold, K.C.
1968: Determination of changes of surface height 1957-1967, of the Gilman Glacier, northern Ellesmere Island, Canada; unpublished MA thesis, McGill University, Montréal, Quebec, 74 p.
1981: Ice ablation measured by stakes and terrestrial photogrammetry - a comparison on the lower part of the White Glacier; Axel Heiberg Island Research Reports, Glaciology, No. 2, McGill University, Montréal, Quebec, 98 p.

Babb, T.A. and Bliss, L.C.
1974: Susceptibility to environmental impact in the Queen Elizabeth Islands; Arctic, v. 27, p. 234-237.

Balkwill, H.R. and Bustin, R.M.
1975: Stratigraphic and structural studies, central Ellesmere Island and eastern Axel Heiberg Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 513-517.

Balkwill, H.R., Roy, K.J., and Hopkins, W.S., Jr.
1974: Glacial features and pingos, Amund Ringnes Island, Arctic Archipelago; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1319-1325.

Ballantyne, C.K. and McCann, S.B.
1980: Short lived damming of a high-arctic ice-marginal stream, Ellesmere Island, N.W.T., Canada; Journal of Glaciology, v. 25, p. 487-491.

Barnett, D.M.
1972: Surficial geology and geomorphology of Melville Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 72-1A, p. 152-153.

Barnett, D.M., Edlund, S.A., and Dredge, L.A.
1977: Terrain characterization and evaluation: An example from eastern Melville Island; Geological Survey of Canada, Paper 76-23, 18 p.

Barnett, D.M., Edlund, S.A., Dredge, L.A., Thomas, D.C., and Prevett, L.S.
1975: Terrain classification and evaluation, eastern Melville Island, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Open File 252, 1318 p., 3 maps.

Barr, W.
1971: Postglacial isostatic movement in northeastern Devon Island: a reappraisal; Arctic, v. 24, p. 249-268.

Barsch, D., King, L., and Mausbacher, R.
1981: Glaziologische Beobachtungen an der Stirn des Webber-Gletschers, Borup-Fjord-Gebiet, N-Ellesmere Island, N.W.T., Kanada; Heidelberger Geographische Arbeiten, v. 69, p. 269-284.

Basham, P.W., Forsyth, D.A., and Wetmiller, R.J.
1977: The seismicity of northern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1646-1667.

Bednarski, J.
1984: Glacier fluctuations and sea level history of Clements Markham Inlet, northern Ellesmere Island; unpublished PhD thesis, The University of Alberta, Edmonton, Alberta, 232 p.
1986: Late Quaternary glacial and sea-level events, Clements Markham Inlet, northern Ellesmere Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1343-1355.

Bennike, O., Dawes, P.R., Funder, S., Kelly, M., and Weidick, A.
1987: The late Quaternary history of Hall Island, northwest Greenland: Discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 370-374.

Berggren, W.A.
1972: Late Pliocene-Pleistocene glaciation; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 12, A.S. Laughton et al. (ed.); U.S. Government Printing Office, p. 953-963.

Bird, J.B.
1959: Recent contributions to the physiography of Northern Canada; Zeitschrift für geomorphologie, Band 3, Heft 2, p. 151-174.
1967: The Physiography of Arctic Canada (with special reference to the area south of Parry Channel); The John Hopkins Press, Baltimore, 336 p.

Blake, W., Jr.
1964: Preliminary account of the glacial history of Bathurst Island, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper 64-30, 8 p.
1970: Studies of glacial history in Arctic Canada. I. Pumice, radiocarbon dates, and differential postglacial uplift in the eastern Queen Elizabeth Islands; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 634-664.
1972: Climatic implications of radiocarbon-dated driftwood in the Queen Elizabeth Islands, Arctic Canada; in Climatic Changes in Arctic Areas During the Last Ten-Thousand Years, Y. Vasari, H. HyvÄrinen, and S. Hicks (ed.); Proceedings of a symposium held at Oulanka and Kevo, Finland, October 1971, Acta Universitatis Ouluensis, Ser. A, Scientiae Rerum Naturalium, No. 3, Geologica No. 1, p. 77-104.
1973: Former occurrence of *Mytilus edulis* L. on Coburg Island, Arctic Archipelago; Naturaliste canadien, v. 100, p. 51-58.
1974: Studies of glacial history in Arctic Canada. II. Interglacial peat deposits in Bathurst Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1025-1042.
1975: Radiocarbon age determinations and postglacial emergence at Cape Storm, southern Ellesmere Island, Arctic Canada; Geografiska Annaler, v. 57A, p. 1-71.
1976: Sea and land relations during the last 15 000 years in the Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 76-1B, p. 201-207.
1978: Rock weathering forms above Cory Glacier, Ellesmere Island, District of Franklin; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 78-1B, p. 207-211.
1980: Mid-Wisconsinan interstadial deposits beneath Holocene beaches, Cape Storm, Ellesmere Island, Arctic Canada (abstract); in Abstracts, AMQUA 6th Biennial Meeting, Orono, Maine, p. 26-27.
1981a: Lake sediment coring along Smith Sound, Ellesmere Island and Greenland; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-A, p. 191-200.
1981b: Neoglacial fluctuations of glaciers, southeastern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago; Geografiska Annaler, v. 63A, p. 201-218.
1982: Terrestrial interstadial deposits, Ellesmere Island, N.W.T., Canada (abstract); in Abstracts, AMQUA 7th Biennial Meeting, Seattle, Washington, p. 73.
1986: Glacial history along Smith Sound, Arctic Canada and Greenland (abstract); in Abstracts, Nordiska Geologmotet 17th Meeting, Helsingfors Universitet, Finland, p. 16.

Blake, W., Jr. and Matthews, J.V., Jr.
1979: New data on an interglacial peat deposit near Makinson Inlet, Ellesmere Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 157-164.

Blatter, H.
1985: On the thermal regime of Arctic glaciers; Zurcher Geographische Schriften, v. 22, Geographisches Institut, eidgenossische Technische Hochschule Zurich, 107 p.

Boesch, H.
1963: Notes on the geomorphological history; in Axel Heiberg Research Reports, Preliminary Report 1961-62, F. Müller et al. (ed.); McGill University, Montréal, p. 163-167.

Bornhold, B.D., Finlayson, N.M., and Monahan, D.
1976: Submerged drainage patterns in Barrow Strait, Canadian Arctic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 305-311.

Bostock, H.H.
1970: Physiographic regions of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1245A, scale 1:5 000 000.*

Boulton, G.S.
1979: A model of Weischselian glacier variation in the North Atlantic regions; Boreas, v. 8, p. 373-395.

Bourgeois, J.C., Koerner, R.M., and Alt, B.T.
1985: Airborne pollen: a unique air mass tracer, its influx to the Canadian High Arctic; Annals of Glaciology, v. 7, p. 109-116.

Bovis, M.J. and Barry, R.G.
1974: A climatological analysis of north polar desert areas; in Polar Deserts and Modern Man, T.L. Smiley and J.H. Zumberge (ed.); University of Arizona Press, Tucson, p. 23-31.

Brassard, G.R.
1971: The mosses of northern Ellesmere Island, Arctic Canada. I. Ecology and photogeography, with an analysis for the Queen Elizabeth Islands; The Bryologist, v. 74, p. 233-281.

Brassard, G.R. and Blake, W., Jr.
1978: An extensive subfossil deposit of the arctic moss *Aplodon wormskioldii*; Canadian Journal of Botany, v. 56, p. 1852-1859.

Bustin, R.M.
1982: Beaufort Formation, eastern Axel Heiberg Island, Canadian Arctic Archipelago; Canadian Petroleum Geology, Bulletin, v. 30, p. 140-149.

Canadian Hydrographic Service
1979: General bathymetric chart of the oceans; Canadian Hydrographic Service, Sheet 5-17, 5th edition, scale 1:6 000 000.

Christie, R.L.
1967: Reconnaissance of the surficial geology of northeastern Ellesmere Island, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 138, 50 p.

Cogley, J.G. and McCann, S.B.
1976: An exceptional storm and its effects in the Canadian high Arctic; Arctic and Alpine Research, v. 8, p. 105-110.

Craig, B.G. and Fyles, J.G.
1960: Pleistocene geology of Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Paper 60-10, 21 p.
1965: Quaternary of Arctic Canada; in Anthropogene Period in Arctic and Subarctic (Translation); Scientific Research Institute of the Geology of the Arctic, State Geological Committee, U.S.S.R., Moscow, 143, p. 5-33. (Russian with English summary).

Crary, A.P.
1960: Arctic ice island and ice shelf studies, Part II; Arctic, v. 13, p. 32-50.

Daae, H.B. and Rutgers, A.T.C.
1975: Geological history of the Northwest Passage; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 477-500.

Dansgaard, W., Clausen, H.B., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Johnsen, S.F., Kristindottir P.M., and Reeh, N.
1982: A new Greenland ice core; Science, v. 218, p. 1273-1277.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., and Gundestrup, N.
1973: Stable isotope glaciology; Meddelelser om Groenland, v. 197, p. 1-53.

Dunbar, M. and Greenaway, K.R.
1956: Arctic Canada from the air; Defence Research Board, Ottawa, Queen's Printer, 541 p.

Dyck, W. and Fyles, J.G.
1964: Geological Survey of Canada radiocarbon dates III; Radiocarbon, v. 6, p. 167-181.

Dyke, A.S.
1983: Quaternary geology of Somerset Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 404, 32 p.
1984: Quaternary geology of Boothia Peninsula and northern District of Keewatin, central Canadian Arctic; Geological Survey of Canada, Memoir 407, 26 p.

Edlund, S.A.
1983: Bioclimatic zonation in a High Arctic region: central Queen Elizabeth Islands; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 381-390.
1985: Lichen-free zones as neoglacial indicators on western Melville Island, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 709-712.
in press: Surficial geology of Cornwallis and adjacent islands, District of Franklin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada Paper.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Edlund, S.A. and Alt, B.T.
in press: Regional congruence of vegetation and summer climate patterns in the Queen Elizabeth Islands, Canada; Arctic, v. 42, p. 3-22.

England, J.
1974: The glacial geology of the Archer Fiord/Lady Franklin Bay area, northeastern Ellesmere Island, N.W.T., Canada; unpublished PhD thesis, Department of Geography, University of Colorado, Boulder, Colorado, 234 p.
1976a: Postglacial isobases and uplift curves from the Canadian and Greenland High Arctic; Arctic and Alpine Research, v. 8, p. 61-78.
1976b: Late Quaternary glaciation of the eastern Queen Elizabeth Islands, Northwest Territories, Canada: alternative models; Quaternary Research, v. 6, p. 185-202.
1978: The glacial geology of northeastern Ellesmere Island, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 603-617.
1982: Postglacial emergence along northern Nares Strait; in Nares Strait and the Drift of Greenland; A Conflict in Plate Tectonics; P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience, v. 8, p. 65-75.
1983: Isostatic adjustments in a full glacial sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 895-917.
1985: The late Quaternary history of Hall Land, northwest Greenland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1394-1408.
1987: The late Quaternary history of Hall Island, northwest Greenland: Reply; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 374-380.

England, J. and Bradley, R.S.
1978: Past glacial activity in the Canadian High Arctic; Science, v. 200, p. 265-270.

England, J., Bradley, R.S., and Miller, G.H.
1978: Former ice shelves in the Canadian High Arctic; Journal of Glaciology, v. 20, p. 393-404.

England, J., Bradley, R.S., and Stuckernrath, R.
1981: Multiple glaciations and marine transgressions, western Kennedy Channel, Northwest Territories, Canada; Boreas, v. 10, p. 71-89.

Farrand, W.R. and Gajda, R.T.
1962: Isobases on the Wisconsin marine limit in Canada; Geographical Bulletin, v. 17, p. 5-22.

Fisher, D.A. and Koerner, R.M.
1981: Some aspects of climatic change in the High Arctic during the Holocene as deduced from ice cores; in Quaternary Paleoclimate, W.C. Mahaney (ed.); Geo Books, Norwich, p. 249-271.
1983: Ice-core study: a climatic link between the past, present and future; in Climatic Change in Canada 3, C.R. Harington (ed.); National Museum of Natural Sciences, Syllogeus, v. 49, p. 50-69.

Fisher, D.A., Koerner, R.M., Paterson, W.S.B., Dansgaard, W., Gundestrup, N., and Reeh, N.
1983: Effect of wind scouring on climatic records from ice core oxygen-isotope profiles; Nature, v. 301, p. 205-209.

Fortier, Y.O. and Morley, L.W.
1956: Geological unity of the Arctic Islands; Royal Society of Canada, Transactions, v. 50, Ser. 3, p. 3-12.

Fortier, Y.O., Blackadar, R.G., Glenister, B.F., Grenier, H.R., McLaren, D.J., McMillan, N.J., Norris, A.W., Roots, E.F., Souther, J.G., Thorsteinsson, R., and Tozer, E.T.
1963: Geology of the north central part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin); Geological Survey of Canada, Memoir 320, 671 p.

Foscolos, A.E. and Kodama, H.
1981: Mineralogy and chemistry of arctic desert soils on Ellef Ringnes Island, Arctic Canada; Soil Science Society of America Journal, v. 45, p. 987-993.

French, H.M.
1976: The Periglacial Environment; Longmans, London, 309 p.

Funder, S.
1989: Quaternary geology of North Greenland; in Chapter 13 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Funder, S., Abrahamsen, H., Bennike, O., and Feyling-Hanssen, R.W.
1985: Forested arctic: evidence from North Greenland; Geology, v. 13, p. 542-546.

Hammer, C.U.
1980: Acidity of polar ice cores in relation to absolute dating, past volcanism and radio-echoes; Journal of Glaciology, v. 25, p. 359-372.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Johnsen, S.J., and Reeh, N.
1978: Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris, and continental dust; Journal of Glaciology, v. 20, p. 3-26.

Hattersley-Smith, G.
1960: Some remarks on glaciers and climate in northern Ellesmere Island; Geografiska Annaler, v. 42, p. 45-48.
1963a: Climatic inferences from firn studies in northern Ellesmere Island; Geografiska Annaler, v. 45, p. 139-151.
1963b: The Ward-Hunt Ice Shelf: recent changes in the ice front; Journal of Glaciology, v. 4, p. 415-424.
1969a: Glacial features of Tanquary Fiord and adjoining areas of northern Ellesmere Island, Northwest Territories; Journal of Glaciology, v. 8, p. 23-50.
1969b: Recent observations on the surging Otto Glacier, Ellesmere Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 883-889.
1973: An archaeological site on the north coast of Ellesmere Island; Arctic, v. 26, p. 255-256.

Hattersley-Smith, G. and Long, A.
1967: Postglacial uplift at Tanquary Fiord, northern Ellesmere Island, N.W.T., Arctic, v. 20, p. 255-260.

Hattersley-Smith, G. and Serson, H.
1970: Mass balance of the Ward-Hunt Ice Rise and Ice Shelf: a 10 year record; Journal of Glaciology, v. 9, p. 247-252.

Hattersley-Smith, G., Crary, A.P., and Christie, R.L.
1955: Northern Ellesmere Island, 1953 and 1954; Arctic, v. 8, p. 3-36.

Hattersley-Smith, G., Fuzesy, A., and Evans, S.
1969: Glacier depths in northern Ellesmere Island: airborne radio-echo sounding in 1966; Defence Research Board, Ottawa, DREO Technical Note 69-6, 23 p.

Heginbottom, J.A.
1984: The bursting of a snow dam, Tingmisut Lake, Melville Island, Northwest Territories; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 187-192.

Heginbottom, J.A. (co-ordinator)
1989: A survey of geomorphic processes in Canada; Chapter 9 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Henoch, W.E.S.
1964: Postglacial marine submergence and emergence of Melville Island, N.W.T.; Geographical Bulletin, no. 22, p. 105-126.

Herman, Y. and Hopkins, D.M.
1980: Arctic Ocean climate in Late Cenozoic time; Science, v. 209, p. 557-562.

Hodgson, D.A.
1973: Landscape, and late-glacial history, head of Vendom Fiord, Ellesmere Island; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 73-1B, p. 129-136.
1981: Surficial geology, Lougheed Island, northwest Arctic Archipelago; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 81-1C, p. 27-34.
1982: Surficial materials and geomorphological processes, western Sverdrup and adjacent islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 81-9, 37 p.
1985: The last glaciation of west-central Ellesmere Island, Arctic Archipelago, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 347-368.

Hodgson, D.A. and Edlund, S.A.
1975: Surficial materials and biophysical regions, eastern Queen Elizabeth Islands: Part I, Baumann Fiord (including Bjorne Peninsula, NTS 49 C) and Graham Island (NTS 59 D); Geological Survey of Canada, Open File 265.
1978: Surficial materials and vegetation, Amund Ringnes and Cornwall islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Open File 541.

Hodgson, D.A. and Vincent, J-S.
1984a: A 10 000 yr. BP extensive ice shelf over Viscount Melville Sound, Arctic Canada; Quaternary Research, v. 22, p. 18-30.
1984b: Surficial geology, central Melville Island, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Map 1583A, scale 1:250 000.

Hodgson, D.A., Vincent, J-S., and Fyles, J.G.
1984: Quaternary geology of central Melville Island, Northwest Territories; Geological Survey of Canda, Paper 83-16, 25 p.

Hudec, P.P.
1973: Weathering of rocks in arctic and subarctic environments; in Proceedings: Symposium on the Geology of the Canadian Arctic, J.D. Aitken and D.J. Glass (ed.); Geological Association of Canada, p. 313-335.

Hughes, T., Denton, G.H., and Grosswald, M.G.
1977: Was there a late-Wurm Arctic Ice Sheet?; Nature, v. 266, p. 596-602.

Hyvärinen, H.
1985: Holocene pollen stratigraphy of Baird Inlet, east-central Ellesmere Island, Arctic Canada; Boreas, v. 14, p. 19-32.

Iken, A.
1974: Velocity fluctuations of an Arctic valley glacier — a study of the White Glacier, Axel Heiberg Island; Axel Heiberg Island Research Reports, Glaciology, No. 5, McGill University, Montreal, 116 p.

Jeffries, M.O. and Serson, H.
1983: Recent changes at the front of Ward Hunt Ice Shelf, Ellesmere Island, N.W.T.; Arctic, v. 36, p. 289-290.

Jenness, J.L.
1952: Problem of glaciation in the western islands of arctic Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 63, p. 939-952.

Jenness, S.E.
1962: Fieldwork, 1961; Geological Survey of Canada, Information Circular No. 5, 82 p.

Kerr, J.W.
1967: Nares submarine rift valley and the relative rotation of north Greenland; Canadian Petroleum Geology, Bulletin, v. 15, p. 483-520.
1980: Structural framework of Lancaster Aulacogen, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 319, 24 p.
1981: Evolution of the Canadian Arctic Islands: a transition between the Atlantic and Arctic Oceans; in The Ocean Basin Margin, Volume 5, The Arctic Ocean, A.E.M. Nairn, M. Churkin, Jr., and F.G. Stehli (ed.); Plenum Press, New York, p. 115-199.

King, L.
1981: Studies in glacial history of the area between Oobloyah Bay and Esayoo Bay, northern Ellesmere Island, N.W.T. Canada; in Results of the Heidelberg Ellesmere Island Expedition; Heidelberger Geographische Arbeiten, v. 69, p. 233-267 (English abstract and captions).

Knuth, E.
1966: The ruins of the Musk-ox way; Folk, v. 8, p. 191-219.
1967: Archeology of the Muskox Way; École Pratique des Hautes Études, Contributions du Centre d'Études arctiques et fenno-scandinaves, n° 5, 70 p.

Koerner, R.M.
1968: Fabric analysis of a core from the Meighen Ice Cap, Northwest Territories, Canada; Journal of Glaciology, v. 10, p. 421-430.
1970: The mass balance of the Devon Island Ice Cap; Journal of Glaciology, v. 9, p. 325-336.
1977a: Ice thickness measurements and their implications with respect to past and present ice volumes in the Canadian High Arctic ice caps; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2697-2705.
1977b: Devon Island Ice Cap: core stratigraphy and paleoclimate; Science, v. 196, p. 15-18.
1979: Accumulation, ablation and oxygen isotope variations on the Queen Elizabeth Island ice caps, Canada; Journal of Glaciology, v. 22, p. 25-41.
1980: The problem of lichen-free zones in Arctic Canada; Arctic and Alpine Research, v. 12, p. 87-94.

Koerner, R.M. and Paterson, W.S.B.
1974: Analysis of a core through the Meighen Ice Cap, Arctic Canada, and its paleoclimatic implications; Quaternary Research, v. 4, p. 253-263.

Koerner, R.M. and Russell, R.D.
1979: $\delta^{18}O$ variations in snow on the Devon Island Ice Cap, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1419-1427.

Kurfurst, P.J. and Veillette, J.J.
1977: Geotechnical characterization of terrain units, Bathurst, Cornwallis, Somerset, Prince of Wales and adjacent islands; Geological Survey of Canada, Open File 471.

Lowdon, J.A. and Blake, W., Jr.
1968: Geological Survey of Canada radiocarbon dates VII; Radiocarbon, v. 10, p. 207-245.
1973: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIII; Geological Survey of Canada, Paper 73-7, 61 p.

Lyons, J.B. and Mielke, J.E.
1973: Holocene history of a portion of northernmost Ellesmere Island; Arctic, v. 26, p. 314-323.

Marlowe, J.I.
1968: Sedimentology of the Prince Gustaf Adolf Sea area, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 66-29, 83 p.

Mathewson, C.C. and Mayer-Cole, T.A.
1984: Development and runout of a detachment slide, Bracebridge Inlet, Bathurst Island, Northwest Territories, Canada; Association of Engineering Geologists, Bulletin, v. 21, p. 407-424.

Matthews, J.V., Jr.
1987: Plant macrofossils from the Neogene Beaufort Formation on Banks and Meighen islands, District of Franklin; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 73-87.

Maxwell, J.B.
1980: The Climate of the Canadian Arctic Islands and Adjacent Waters; Canada, Department of Environment, Atmospheric Environment Service, Climatological Studies, No. 30, v. 1, 532 p.

Mayewski, P.A., Denton, G.H., and Hughes, T.J.
1981: Late Wisconsinan ice sheets of North America; in The Last Great Ice Sheets, G.H. Denton and T.J. Hughes (ed.); John Wiley, New York, p. 67-178.

McCann, S.B., Howarth, P.J., and Cogley, J.G.
1972: Fluvial processes in a periglacial environment, Queen Elizabeth Islands, N.W.T., Canada; Institute of British Geographers, Transactions, v. 55, p. 69-82.

McLaren, P.
1982: The coastal geomorphology, sedimentology and processes of eastern Melville and western Byam Martin islands; Geological Survey of Canada, Bulletin 333, 39 p.

McLaren, P. and Barnett, D.M.
1978: Holocene emergence of the south and east coasts of Melville Island, Queen Elizabeth Islands, Northwest Territories, Canada; Arctic, v. 31, p. 415-427.

Miller, G.H., Bradley, R.S., and Andrews, J.T.
1975: The glaciation level and lowest equilibrium line altitude in the high Canadian Arctic: maps and climatic interpretation; Arctic and Alpine Research, v. 7, p. 155-168.

Müller, F.
1963: Radiocarbon dates and notes on the climatic and morphological history; in Axel Heiberg Island Research Reports, Preliminary Report 1961-1962, F. Müller et al. (ed.); McGill University, Montréal, Quebec, p. 169-172.
1969: Was the Good Friday Glacier on Axel Heiberg Island surging?; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 891-894.

Narod, B.B. and Clarke, G.K.C.
1983: UHF radar system for airborne ice thickness surveys; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1073-1086.

National Atlas of Canada
1973: Relief profiles; National Atlas of Canada, Physical Geography Section, Map 3-4, 4th edition; Surveys and Mapping Branch, Canada, Department of Energy, Mines and Resources, scale 1:20 000 000.

Oswald, G.K.A.
1975: Investigation of sub-ice bedrock characteristics by radio-echo sounding; Journal of Glaciology, v. 15, p. 75-87.

Paterson, W.S.B.
1968: A temperature profile through the Meighen Ice Cap, Arctic Canada; International Association of Scientific Hydrology Publication, no. 89, p. 440-449.
1976: Vertical strain-rate measurements in an Arctic ice cap and deductions from them; Journal of Glaciology, v. 17, p. 3-12.
1977a: Extent of the late-Wisconsin glaciation in northwest Greenland and northern Ellesmere Island: a review of the glaciological and geological evidence; Quaternary Research, v. 8, p. 180-190.
1977b: Secondary and tertiary creep of glacier ice as measured by borehole closure rates; Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 15, p. 47-55.
1981: The Physics of Glaciers; Pergamon Press, Oxford, 380 p.

Paterson, W.S.B. and Clarke, G.K.
1978: Comparison of theoretical and observed temperature profiles in Devon Island Ice Cap, Canada; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 55, p. 615-632.

Paterson, W.S.B. and Koerner, R.M.
1974: Radio echo sounding on four ice caps in Arctic Canada; Arctic, v. 27, p. 225-233.

Paterson, W.S.B. and Waddington, E.D.
1984: Past accumulation rates at Camp Century and Devon Island deduced from ice core measurements; Annals of Glaciology, v. 5, p. 222-223.

Paterson, W.S.B., Koerner, R.M., Fisher, D.A., Johnsen, S.J., Clausen, H.R., Dansgaard, W., Bucher, P., and Oschger, H.
1977: An oxygen isotope climatic record from the Devon Island Ice Cap, Arctic Canada; Nature, v. 266, p. 508-511.

Pelletier, B.R.
1966: Development of submarine physiography in the Canadian Arctic and its relation to crustal movements; in Continental Drift, G.D. Garland (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication, no. 9, p. 77-101.

Pissart, A.
1967: Les pingos de l'le Prince Patrick (76N, 120W); Geographical Bulletin, v. 9, p. 189-217.

Pissart, A., Vincent, J-S., et Edlund, S.A.
1977: Dépôts et phénomènes éoliens sur lile de Banks, Territoires du Nord-Ouest, Canada; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 14, p. 2462-2480.

Prest, V.K.
1969: Retreat of Wisconsin and recent ice in North America; Geological Survey of Canada, Map 1257A, scale 1:5 000 000.
1970: Quaternary geology of Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, 5th ed., p. 676-764.*
1984: Late Wisconsinan glacier complex; Geological Survey of Canada, Map 1584A, scale 1:7 500 000.*

Prest, V.K., Grant, D.R., and Rampton, V.N.
1968: Glacial map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1253A, scale 1:5 000 000.*

Reeh, N.
1984: Reconstruction of the glacial ice cover of Greenland and the Canadian Arctic islands by three-dimensional perfectly plastic ice sheet modelling; Annals of Glaciology, v. 5, p. 115-128.
1989: Dynamic and climatic history of the Greenland Ice Sheet; Chapter 14 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Retelle, M.J.
1986a: Glacial geology and Quaternary marine stratigraphy of the Robeson Channel area, northeastern Ellesmere Island, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1001-1012.
1986b: Stratigraphy and sedimentology of coastal lacustrine basins, northeastern Ellesmere Island, N.W.T.; Géographie physique et Quaternaire, v. 40, p. 117-128.

Roots, E.F.
1963: Physiography; in Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin), by Y.O. Fortier et al.; Geological Survey of Canada, Memoir 320, p. 164-179.

Ruddiman, W.F., Mcintyre, A., Niebler-Hunt, V., and Durazzi, J.T.
1980: Oceanic evidence for the mechanism of rapid northern hemisphere glaciation; Quaternary Research, v. 13, p. 13-64.

St-Onge, D.A.
1965: La géomorphologie de l'ile Ellef Ringnes, Territoires du Nord-Ouest, Canada; Geographical Branch, Paper 38, 58 p.

Schledermann, P.
1980: Notes on Norse finds from the east coast of Ellesmere Island, N.W.T.; Arctic, v. 33, p. 454-463.

Schriber, G., Stauffer, B., and Müller, F.
1977: $^{18}O/^{16}O$, 2H/1H and 3H measurements on precipitation and air moisture samples from the North Water area; International Association of Scientific Hydrology Publication, No. 118, p. 182-197.

Sim, V.W.
1961: A note on high-level marine shells on Fosheim Peninsula, Ellesmere Island, N.W.T.; Geographical Bulletin, v. 16, p. 120-123.

Smol, J.P.
1983: Paleophycology of a high arctic lake near Cape Herschel, Ellesmere Island; Canadian Journal of Botany, v. 61, p. 2195-2204.

Stangl, K.O., Roggensack, W.D., and Hayley, D.W.
1982: Engineering geology of surficial soils, eastern Melville Island; in Proceedings of the Fourth Canadian Permafrost Conference (The Roger J.E. Brown Memorial Volume), H.M. French (ed.); National Research Council of Canada, Ottawa, p. 136-147.

Stewart, T.G. and England, J.
1983: Holocene sea-ice variations and paleoenvironmental change, northernmost Ellesmere Island, N.W.T., Canada; Arctic and Alpine Research, v. 15, p. 1-17.

Stott, D.F.
1969: Ellef Ringnes Island, Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Paper 68-16, 44 p.

Tarnocai, C.
1976: Soils of Bathurst, Cornwallis, and adjacent islands, District of Franklin; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 76-1B, p. 137-141.

Taylor, A.
1956: Physical geography of the Queen Elizabeth Islands, Canada; 12 volumes, American Geographical Society, New York, N.Y.

Taylor, A., Judge, A., and Desrochers, D.
1983: Shoreline regression: its effect on permafrost and the geothermal regime, Canadian Arctic Archipelago; in Permafrost: Fourth International Conference, Proceedings; National Academy Press, Washington, D.C., p. 1239-1244.

Taylor, R.B. and McCann, S.B.
1983: Coastal depositional landforms in northern Canada; in Shorelines and Isostasy, D.E. Smith and A.G. Dawson (ed.); Institute of British Geographers, Special Publication 16, Academic Press, p. 53-75.

Tedrow, J.C.F.
1977: Soils of the Polar Landscape; Rutgers University Press, New Jersey, 638 p.

Thorsteinsson, R.
1958: Cornwallis and Little Cornwallis islands, District of Franklin, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Memoir 294, 134 p.

Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.
1970: Geology of the Arctic Archipelago; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, 5th edition, p. 549-590.*

Tozer, E.T.
1963: Trold Fiord; in Geology of the north-central part of the Arctic Archipelago, Northwest Territories (Operation Franklin) by Y.O. Fortier et al.; Geological Survey of Canada, Memoir 320, p. 370-380.

Tozer, E.T. and Thorsteinsson, R.
1964: Western Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Memoir 332, 242 p.

Trettin, H.P. (editor)
in press: Innuitian Orogen and Arctic Platform: Canada and Greenland; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 3 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. E).*

Trettin, H.P., Frisch, T.O., Sobczak, L.W., Weber, J.R., Niblett, E.R., Law, L.K., de Laurier, I., and Whitham, K.
1972: The Innuitian Province; in Variations in tectonic styles in Canada, R.A. Price and R.J.W. Douglas (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 11, p. 83-180.

Troelsen, J.C.
1952: Geological investigations in Ellesmere Island; Arctic, v. 5, p. 199-210.

Vincent, J-S.
1983: La géologie quaternaire et la géomorphologie de l'ile Banks, Arctique Canadien; Commission géologique du Canada, Mémoire 405, 118 p.
1989: Quaternary geology of the northern Canadian Plains; in Chapter 2 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Vincent, J-S., Morris, W.A., and Occhietti, S.
1984: Glacial and nonglacial sediments of Matuyama paleomagnetic age on Banks Island, Canadian Arctic Archipelago; Geology, v. 12, p. 139-142.

Volk, H.R.
1980: Records of emergence around Oobloyah Bay and Neil Peninsula in connection with the Wisconsin deglaciation pattern, Ellesmere Island, Northwest Territories, Canada: a preliminary report; Polarforschung, v. 50, p. 29-44.

Walcott, R.I.
1970: Isostatic response to loading of the crust in Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 716-726.
1972: Late Quaternary vertical movements in eastern North America: quantitative evidence of glacio-isostatic rebound; Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 10, p. 849-884.

Walford, M.E.R. and Harper, M.F.L.
1981: The detailed study of glacier beds using radio-echo techniques; Geophysical Journal of the Astronomical Society, v. 67, p. 487-514.

Washburn, A.L.
1947: Reconnaissance geology of portions of Victoria Island and adjacent regions, Arctic Canada; Geological Society of America, Memoir 22, 142 p.
1980: Geocryology, A Survey of Periglacial Processes and Environments; John Wiley and Sons, New York, 406 p.
1983: Palsas and continuous permafrost; in Permafrost: Fourth International Conference, Proceedings; National Academy Press, Washington, D.C., p. 1372-1377.

Washburn, A.L. and Stuiver, M.
1985: Radiocarbon dates from Cornwallis Island area, Arctic Canada — an interim report; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 630-636.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Watts, S.H.
1983: Weathering processes and products under arid arctic conditions; Geografiska Annaler, v. 65A, p. 85-98.

Weidick, A.
1975: A review of Quaternary investigations in Greenland; Institute of Polar Studies, Ohio State University, Columbus, Ohio, Report No. 55, 161 p.

Wilson, C.
1969: Climatology of the cold regions, northern hemisphere II; Cold Regions Science and Engineering Monograph 1-A3b, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire, 158 p.

Wilson, J.T., Falconer, G., Mathews, W.H., and Prest, V.K.
1958: Glacial map of Canada; Geological Association of Canada, scale 1:3 801 600.

Adresse des auteurs

D.A. Hodgson
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario)
K1A 0E8

J. England
Department of Geography
University of Edmonton
Edmonton, Alberta
T6G 2H4

J. Bednarski
Boreal Institute for Northern Studies
University of Alberta
Edmonton, Alberta
T6G 2E9

R.M. Koerner
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario)
K1A 0E8

Imprimé au Canada

Deuxième partie
APPLICATIONS DE LA GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE AU CANADA

Dans la deuxième partie, nous revenons à un détail précisé dans l'avant-propos de ce volume: le Quaternaire est la période géologique dans laquelle nous vivons. En particulier, nous examinons certains aspects caractérisant l'apparition progressive de l'environnement présent du Canada, en précisant que cet environnement est unique à plusieurs égards. Nous étudions les interactions de l'homme avec cet environnement, les ressources qui lui sont disponibles, les risques géologiques auxquels il est exposé, et la façon dont il exploite cet environnement.

Les études sont présentées dans six chapitres dont chacun couvre un aspect du sujet. Dans le chapitre 7, qui porte sur les paléo-environnements du Quaternaire, nous examinons comment l'environnement actuel est apparu au postglaciaire, et nous tenons aussi compte des environnements plus anciens du Quaternaire qui sont le résultat de refroidissements et réchauffements climatiques. L'information est divisée en sept études de dossiers paléobotaniques; ce chapitre porte principalement sur l'évolution de la végétation actuelle du Canada, et par conséquent, sur l'apparition progressive du climat actuel du Canada. Un dossier réalisé par McAndrews et Boyki-Diakonow, montre l'influence de l'homme sur la végétation d'une petite région du sud de l'Ontario au cours du dernier millénaire.

Dans le chapitre 8, intitulé Géodynamique quaternaire au Canada, sont étudiés la configuration et les mécanismes des mouvements qui ont affecté la croûte terrestre du Canada au Quaternaire. Ces mouvements, surtout verticaux, sont en grande partie le résultat de la surcharge exercée au cours des épisodes de glaciations sur la masse continentale du Canada par les vastes inlandsis, puis de l'allègement de ces masses continentales par suite du retrait des inlandsis. Selon les estimations formulées, l'épaisseur maximale de l'Inlandsis laurentidien, le plus grand qui ait recouvert le Canada au Wisconsinien, aurait varié entre plus de 5 km et moins de 3 km (N. Reeh, Commission géologique du Groenland, communication personnelle, 1984). Une grande partie de cette information relative aux mouvements verticaux de la croûte durant le Quaternaire est déduite des variations du niveau marin relatif survenues lorsque la croûte a été déprimée par la surcharge glaciaire, puis s'est soulevée en réponse à la décharge glacio-isostatique. Ce schéma a été rendu plus complexe par des variations du niveau marin, surtout dues aux vastes quantités d'eau piégées dans les grands inlandsis. Au Quaternaire, se sont produites des variations globales du niveau marin qui ont parfois atteint 150 m et, si les glaces encore contenues dans l'inlandsis du Groenland et dans l'inlandsis Antarctique fondaient, le niveau de la mer s'élèverait d'environ 45 m.

Dans le chapitre sur les processus géomorphologiques, sont examinés les processus qui sculptent la surface du globe, et qui ont créé les détails actuels de la topographie du Canada. Les effets déterminants de la physiographie, de la végétation et du climat sont aussi passés en revue. Les principales séries de processus géomorphologiques sont décrites, et les phénomènes de moindre importance, brièvement exposés. Dans plusieurs sections de ce chapitre, il est démontré que la topographie canadienne continue à subir des ajustements attribuables aux conditions qui ont régné durant la glaciation wisconsinienne — les glissements de ter-

rain ont été un important mécanisme du développement des pentes, et les cours d'eau continuent à modifier leur trajectoire en réponse aux perturbations de leur écoulement par la glaciation. Dans la conclusion de ce chapitre, a été rédigé un long article relatif aux effets anthropiques; du point de vue de la quantité de matériaux qu'il arrache au sol chaque année, l'homme joue un rôle plus important que tout processus géomorphologique.

Dans le chapitre sur la géochimie des terrains, est examiné l'héritage exceptionnel de la glaciation du Quaternaire — la plupart des sédiments en surface du Canada se composent de till ou proviennent presque directement du till; la plupart de ces sédiments sont donc, géologiquement parlant, très récents. Ces conditions ont fortement déterminé le caractère chimique de tous les sédiments en surface du Canada, donc influencent les méthodes géochimiques de prospection et les conditions environnementales qui résultent de la géologie, par exemple la sensibilité aux pluies acides.

Les ressources qu'offre à l'homme la nature particulière de l'environnement du Quaternaire sont le thème du chapitre 11. Les ressources spécifiquement considérées sont: le sol, la tourbe, les granulats, les minéraux non métalliques et les minéraux métalliques (principalement l'or dans les gîtes de type placer).

Dans le chapitre final, est étudiée la façon dont le relief, le climat actuel, les dépôts du Quaternaire et l'héritage laissé par les processus du Quaternaire influencent les efforts de développement économique déployés par les Canadiens. Les risques d'ordre géologique qui se posent dans la Cordillère et dans l'est du Canada sont étudiés dans deux sections: ce sont les dangers tels que les avalanches de pierres, les glissements de terrain, les coulées de débris, les inondations et l'érosion. Dans le cas de la région des Prairies, est traitée une plus vaste gamme de thèmes géologiques d'ordre géotechnique, en particulier les problèmes relatifs aux matériaux de construction, à l'approvisionnement en eau souterraine, et à la stabilité des mines à ciel ouvert. Dans la partie finale de ce chapitre, sont examinées les conséquences du caractère de la géologie du Quaternaire sur le développement des zones urbaines du Canada. Les chapitres figurant dans la deuxième partie ont été rédigés entre 1984 et 1986 et ont été légèrement modifiés en 1987.

J.A. Heginbottom

Chapitre 7

ENVIRONNEMENTS QUATERNAIRES AU CANADA DOCUMENTÉS PAR DES DOSSIERS PALÉOBOTANIQUES

Sommaire

Introduction — *J.V. Matthews, Jr. et T.W. Anderson*

Considérations générales sur les refuges glaciaires — *J.V. Matthews, Jr. et T.W. Anderson*

Le refuge des îles de la Reine-Charlotte: une perspective paléo-écologique — *R.W. Mathewes*

Paléo-écologie du corridor non englacé de l'Ouest canadien — *C.E. Schweger*

Considérations générales sur les environnements interglaciaires — *J.V. Matthews, Jr. et T.W. Anderson*

Paléo-environnements du Pléistocène supérieur dans l'Atlantique canadien — *R.J. Mott*

Considérations générales sur le développement de la flore et de la faune au Canada après le retrait des glaciers — *J.V. Matthews, Jr. et T.W. Anderson*

Histoire de la forêt boréale au Canada — *J.C. Ritchie*

Les patrons de colonisation végétale post-wisconsinienne au Québec-Labrador — *P.J.H. Richard*

Considérations générales sur l'histoire paléo-écologique de l'Holocène — *J.V. Matthews, Jr. et T.W. Anderson*

Tendances climatiques holocènes au Canada, plus particulièrement au cours de l'Hypsithermique — *T.W. Anderson, R.W. Mathewes et C.E. Schweger*

Analyse pollinique des sédiments varvés du lac Crawford, en Ontario: vestiges de l'agriculture amérindienne et européenne — *J.H. McAndrews et M. Boyko-Diakonow*

Remerciements

Bibliographie

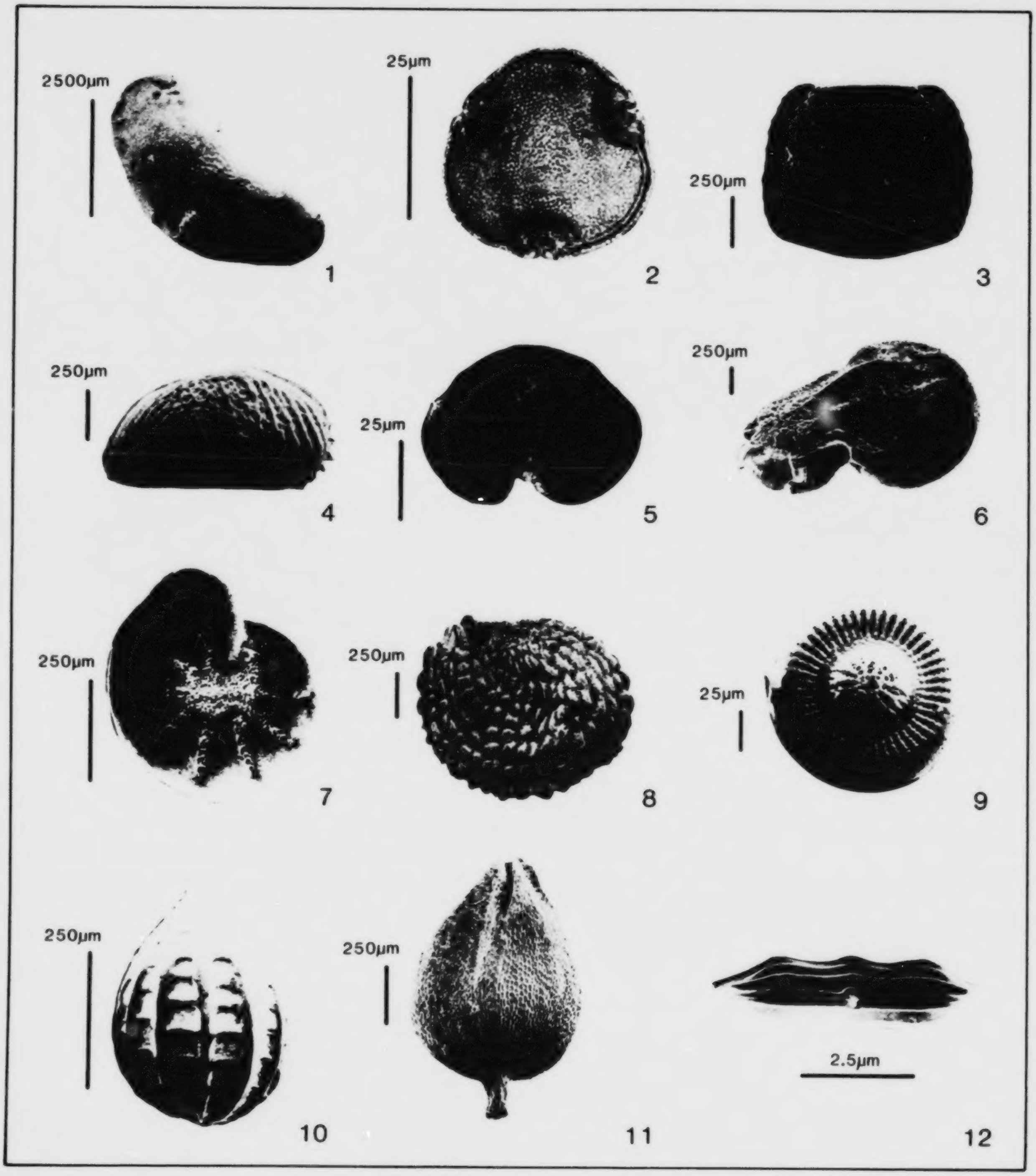


fig. 1. *Candona subtriangulata* (costracode)
2. *Tilia americana* L. (pollen arboréen)
3. *Acidota subcarinata* Er.; Staphylinidae (insecte)
4. *Heterocyprideis sorbyana* (Jones) valve droite
5. *Picea mariana* (Mill.) arboréen BSP. (pollen)
6. *Cleonus* sp.; Curculionidae (insecte)
7. *Elphidium* sp. (foraminifère)
8. *Sibbaldia procumbens*
9. *Cyclotella stelligera* Cleve & Grun. (diatomée)
10. *Oolina melo* d'Orbifny (foraminifère)
11. *Carex flava* (pollen arboréen)
12. *Neidium hitchcockii* (Ehr.) Cleve (diatomée)

Chapitre 7

ENVIRONNEMENTS QUATERNAIRES AU CANADA DOCUMENTÉS PAR DES DOSSIERS PALÉOBOTANIQUES

J.V. Matthews, Jr., T.W. Anderson, M. Boyko-Diakonow, R.W. Mathewes, J.H. McAndrews, R.J. Mott, P.J.H. Richard, J.C. Ritchie, et C.E. Schweger

SOMMAIRE

Le présent chapitre traite de l'objet et de la portée des études paléo-écologiques, notamment pour la reconstitution des environnements quaternaires au Canada, par le biais de sept dossiers paléobotaniques. Même si la palynostratigraphie constitue le principal dénominateur commun de ces sept études, d'autres données paléo-écologiques importantes (macrofossiles végétaux, insectes et autres arthropodes, ostracodes, mollusques, diatomées, anneaux de croissance des arbres, fossiles vertébrés et invertébrés) ainsi que des indicateurs non paléo-écologiques (profils pédologiques, incendies, archives historiques) sont présentés, de même que leur pertinence en recherche paléo-environnementale.

Les deux premiers dossiers portent sur les refuges glaciaires. La présence de sites fossilifères, appuyée par la cartographie géologique des îles de la Reine-Charlotte, en Colombie-Britannique, prouve l'existence de zones non englacées qui auraient présumément servi de refuge à certains éléments de la flore et de la faune durant le maximum du Wisconsinien supérieur. Des études similaires portent sur les zones non englacées du Yukon et du corridor non englacé qui existait présumément le long des contreforts des Rocheuses durant le maximum du Wisconsinien supérieur. Même si les entrées nord et sud du corridor ont en commun certains fossiles préwisconsiniens, il n'existe aucune preuve, dans le corridor même, indiquant que ce dernier a servi de voie de dissémination nord-sud.

Les diagrammes polliniques provenant d'une vingtaine de sites de dépôts organiques enfouis dans l'Atlantique canadien documentent une séquence d'événements et d'environnements du Pléistocène supérieur dans cette région. L'Interglaciaire sangamonien a été marqué par au moins trois épisodes climatiques qui peuvent être provisoirement mis en corrélation avec le cadre stratigraphique régional et la stratigraphie isotopique océanique.

Les quatre derniers dossiers sont consacrés à l'histoire de la flore canadienne au Wisconsinien supérieur et à l'Holocène. Le premier porte sur l'histoire à long terme de la forêt boréale dans l'ouest et le nord-ouest du Canada et sur les facteurs contribuant à la variabilité inter-régionale. Le deuxième traite de l'évolution spatio-temporelle de la végétation post-wisconsinienne au Québec en fonction de la nature des bassins versants, du cadre géomorphologique et géographique ainsi que des conditions climatiques.

Les deux derniers dossiers s'intéressent à des aspects particuliers de l'Holocène, c'est-à-dire l'Hypsithermique, ou stade altithermique, et les changements végétaux induits par les activités humaines à l'Holocène supérieur. L'intensité et l'âge de l'Hypsithermique, période caractérisée par un maximum de température et de sécheresse durant l'Holocène inférieur et moyen, sont étudiés à l'échelle du pays. La palynostratigraphie combinée à la chronologie varvaire, aux recherches archéologiques et aux registres des concessions de propriété dans la région du lac Crawford, dans le sud de l'Ontario, met en évidence deux périodes de perturbation forestière et d'agriculture, l'une associée à l'agriculture amérindienne et l'autre à l'établissement des Européens. Les deux périodes agricoles ont eu d'importantes incidences sur les successions forestières dans la région.

Matthews, J.V., Jr.; Anderson, T.W.; Boyko-Diakonow, M.; Mathewes, R.W.; McAndrews, J.H.; Mott, R.J.; Richard, P.J.H.; Ritchie, J.C. et Schweger, C.E.

1989: Environnements quaternaires au Canada documentés par des dossiers paléobotaniques. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 7, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

INTRODUCTION

J.V. Matthews, Jr. et T.W. Anderson

Paléo-écologie: pratique et pertinence

Notre connaissance des paléo-environnements quaternaires au Canada résulte de recherches dites paléo-écologiques. Au fil des vingt dernières années, la « paléo-écologie », qui était au départ l'un des domaines d'intérêt de la paléontologie, est devenue une discipline à part entière, fondée sur l'utilisation de divers types de données biologiques et géologiques pour reconstituer les environnements anciens et étudier les variations climatiques et écologiques (Birks et Birks, 1980; Birks, 1981). En fait, peu de paléo-écologistes utilisent les méthodes classiques de l'écologie. Leur démarche étant plutôt paléobiogéographique, ils étudient les changements anciens des aires de dis-

Matthews, J.V., Jr. et Anderson, T.W.

1989: Introduction (Environnements quaternaires au Canada documentés par des dossiers paléobotaniques). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 7, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

tribution d'organismes maintenant fossilisés. Cette première étape permet de connaître la composition des paléoflores et paléofaunes, ce qui représente une fin en soi pour certains chercheurs, mais qui, pour la plupart, ne constitue qu'un premier pas en vue de reconstitutions paléoclimatiques.

L'utilité de la paléo-écologie est illustrée dans les exemples suivants. Il y a d'abord le problème des changements climatiques futurs, et en particulier les effets potentiels de l'accroissement de la concentration du CO_2 dans l'atmosphère. Les « modèles de circulation générale » (MCG) prévoient un réchauffement significatif, en particulier dans l'Arctique canadien, si les tendances actuelles en matière d'utilisation des combustibles fossiles et de déforestation se maintiennent au XXI[e] siècle (Menabe et Wetheraid, 1980; Schneider, 1984). La hausse prévue des températures, causée par l'accroissement du double de la teneur en CO_2 atmosphérique est sans précédent dans les annales de la climatologie. En fait, il faut remonter à l'Holocène inférieur ou même au dernier interglaciaire pour trouver des analogies avec les prévisions établies pour les cent prochaines années. Notre connaissance du climat à ces époques plus chaudes provient exclusivement de l'interprétation de données « proxy-climatiques » fournies en grande partie par les recherches paléo-écologiques.

Les MCG comportent des projections ambiguës et contradictoires quant aux précipitations et à l'humidité du sol; et ce sont justement les variations futures de ces paramètres qui influeront probablement le plus sur l'économie canadienne et le mode de vie des Canadiens. Les MCG éprouvent de sérieuses difficultés avec les stades de transition provoqués par le réchauffement attribuable au CO_2. En d'autres termes, ils sont capables de prédire l'équilibre climatique qui résulterait du doublement ou du quadruplement de la teneur en CO_2 atmosphérique, mais non les changements antérieurs (Schneider et Thompson, 1981; Waggoner, 1983; Parry, 1985). Par exemple, à quelle étape du réchauffement climatique les variations de température et d'humidité du sol commenceraient-elles à influer sur la distribution des plantes céréalières et forestières? Des seuils seraient-ils associés à l'occurrence d'insectes ravageurs? Dans l'hypothèse où une augmentation de la concentration de CO_2 entraînerait un réchauffement climatique, pouvons-nous même présumer que ce dernier s'effectuera progressivement plutôt que par étapes? Les recherches paléo-écologiques ont le potentiel de répondre dans une certaine mesure à ces questions et à d'autres reliées aux conditions climatiques futures, et, contrairement aux modèles, les données issues de ces recherches sont directement reliées aux variables floristiques et fauniques dont les variations affecteraient directement nos vies.

La variabilité climatique à court terme (décennale) constitue un problème plus immédiat que les changements climatiques pouvant être provoqués par le CO_2 dans le siècle prochain. Diverses fonctions de contrainte sont en cause (Gilliland, 1982; Delcourt et al., 1983); même si ces changements sont bien documentés dans les données historiques, leur origine doit être étudiée dans le contexte de séries chronologiques plus longues. Par exemple, pour évaluer les effets des variations de l'activité solaire sur le climat, il faut remonter à une époque antérieure aux données d'observation et s'appuyer sur des données proxy-climatiques, comme celles que produit la recherche paléo-écologique.

Le plus grand atout de la paléo-écologie provient peut-être du fait qu'elle place notre environnement actuel dans sa perspective historique. Souvent, les études paléo-écologiques révèlent que des paléo-environnements n'ont pas d'équivalent actuel; en d'autres termes, l'environnement actuel est unique. Cette unicité fait ressortir la complexité, l'équilibre, et surtout la vulnérabilité de l'environnement actuel.

Types de données paléo-écologiques

Diverses méthodes sont utilisées dans l'étude des milieux quaternaires (voir Birks et Birks, 1980 pour une étude exhaustive). Au Canada, l'analyse pollinique vient au premier rang, car les grains de pollen sont abondants et bien conservés dans les sédiments quaternaires et qu'ils peuvent être facilement isolés et identifiés. Au cours des dernières années, d'autres types de fossiles végétaux (diatomées, phytolithes, mousses) et des macrofossiles (graines et fruits) ont également été employés pour reconstituer les paléo-environnements au Canada ou pour évaluer les effets de polluants modernes comme les pluies acides (Duthie et Sreenivasa, 1971; Janssens, 1981; Hickman et al., 1984; Delorme et al., 1984; Bombin, 1984). La dendrochronologie, ou étude des anneaux de croissance des arbres, fournit d'autres types de données paléobotaniques. La dendrochronologie permet de combler les lacunes temporelles entre les premières données instrumentales et historiques et les données préhistoriques. Elle permet de dater et de documenter des changements climatiques (Fritts, 1982); toutefois, des études récentes effectuées au Canada (par ex. Parker et al., 1981) montrent que l'interprétation climatique des variations de l'épaisseur des anneaux de croissance ou de la densité du bois est une opération plus complexe qu'on ne l'avait supposé à priori.

Les arthropodes fossiles comme les Coléoptères (scarabées), les larves de moucherons, les Trichoptères, les ostracodes et les Cladocères sont une source importante de données paléo-écologiques, notamment lorsqu'il s'agit de déterminer la nature des paléo-milieux locaux, dont peuvent être ensuite déduits par extrapolation les climats locaux (Delorme et al., 1977; Williams et Morgan, 1977; Morgan et Morgan, 1980; Williams et al., 1981; Morgan et al., 1983; Delorme et Zoltai, 1984). Des moucherons ont également été utilisés pour étudier les effets de l'activité humaine sur la qualité de l'eau des lacs canadiens (Warwick, 1980). Ces études reposent sur une bonne connaissance taxonomique de la faune actuelle. C'est pour cette raison qu'aucune recherche basée sur l'utilisation de scarabées fossiles n'a pu être entreprise antérieurement à la publication, par Lindroth (1961-1969), d'une monographie sur les scarabées du Canada et de l'Alaska; Delorme (1968) a étudié systématiquement les ostracodes modernes avant d'entreprendre ses recherches paléo-environnementales fondées sur l'utilisation de fossiles d'ostracodes d'eau douce. De même, l'utilisation de fossiles de larves de trichoptères en guise d'excellents indicateurs des paléo-milieux aquatiques n'a commencé qu'après la publication de monographies bien illustrées de la faune actuelle, par exemple celle de Wiggins (1977).

Les coquilles de mollusques d'eau douce abondent également dans certains types de sédiments terrestres, mais la malacologie est une science encore jeune au Canada comparativement à l'Europe. Parmi les quelques ouvrages publiés sur ces fossiles au Canada, certains indiquent que

les aires de distribution des mollusques au Pléistocène ont connu des variations comparables à celles observées dans le cas des Coléoptères (Clarke et Harington, 1978). Bobrowsky (1982) a fait une étude quantitative des escargots présents sur des sites archéologiques, ouvrant la voie à l'application de méthodes similaires à d'autres assemblages de mollusques au Pléistocène.

Les sites canadiens ont livré un grand nombre de vertébrés fossiles (Harington, 1978) qui nous renseignent sur les environnements passés. Le Yukon, en particulier la région de Dawson et le bassin d'Old Crow, regorge littéralement de fossiles de gros mammifères (Harington, 1977; Morison et Smith, 1987). Récemment, ces fossiles ainsi que ceux présents dans des assemblages d'âge comparable découverts en Alaska et en Sibérie ont été au centre d'une controverse entourant la nature des environnements au Pléistocène supérieur en Béringie orientale (Guthrie, 1982 et Matthews, 1982 contre Ritchie, 1984a). Il s'agissait de savoir si les assemblages fossiles de gros ruminants sont vraiment représentatifs des anciennes populations de mammifères (Matthews, 1982) et, dans l'affirmative, si la présence de ces populations implique des paléo-milieux productifs du type steppique (Guthrie, 1982) ou une toundra herbacée éparse (Ritchie, 1984a).

Quoique les fossiles de petits mammifères n'aient pas fait l'objet d'études aussi exhaustives que ceux des gros mammifères, ils abondent dans certains gisements du Yukon. La découverte récente de fossiles de rongeurs du genre *Microtus* associés à un téphra du Pléistocène inférieur, à Old Crow, au Yukon (Morison et Smith, 1987) pourrait permettre de trouver le chaînon manquant entre les faunes de la partie méridionale des Prairies canadiennes (Klassen, 1989) et celles de la Sibérie orientale (Sher et al., 1979; Repenning, 1980). Des fossiles de petits mammifères découverts au site Bluefish Cave, dans le nord du Yukon (Cinq-Mars, 1979), à l'autre extrémité de l'échelle chronologique du Pléistocène, ont permis de recueillir de nouvelles données sur la transition entre le Pléistocène supérieur et l'Holocène en Béringie orientale (Morlan, 1983; Morlan et Cinq-Mars, 1986).

Évidemment, la recherche paléo-écologique n'est pas l'unique source de données paléoclimatiques et paléoenvironnementales. Les études pédologiques (Sorenson et Knox, 1974; Foscolos et al., 1977) et l'étude des carottes glaciaires (Koerner, 1989) sont essentielles à la reconstitution des environnements canadiens. Les registres historiques de données climatiques et de phénomènes connexes (Ingram et al., 1981) sont également riches d'informations. Les archives de la Compagnie de la Baie d'Hudson renferment une mine de renseignements sur le climat du Canada septentrional au XIX[e] siècle. Wilson (1983) et Ball (1983) s'en sont servis pour établir des schémas synoptiques lors de certains événements comme « l'année sans été (1916) » qui avait suivi l'éruption du Tambora (Stothers, 1984).

Dossiers paléobotaniques au Canada

Dans la dernière édition de Géologie et ressources minérales du Canada (Douglas, 1970), un seul chapitre (Prest, 1970) portait sur le Quaternaire, de sorte que les problèmes paléo-environnementaux y étaient à peine effleurés. Presque tous les travaux ont été effectués durant les années subséquentes; la compilation bibliographique la plus récente des études paléoclimatiques au Canada (Hills et Sangster, 1980) révèle que 55 % des 376 ouvrages cités ont été publiés après 1968. De toute évidence, un seul chapitre ne saurait constituer une revue exhaustive des études paléo-environnementales effectuées au Canada. Néanmoins, les sept « dossiers » paléobotaniques présentés, chacun préparé par un ou plusieurs spécialistes, illustrent adéquatement le type et l'objet des recherches menées au Canada. Nous admettons que ces dossiers ne rendent guère justice à la grande diversité des études paléoenvironnementales en cours au Canada. À peine quelques régions sont étudiées (fig. 7-1) et dans tous les cas, ces travaux font une plus grande place à la palynologie (analyse pollinique). Faute d'espace, nous avons dû passer sous silence les autres sources de données paléo-écologiques et paléoclimatiques; en quelques occasions, les textes mentionnent toutefois les macrofossiles végétaux et les insectes fossiles.

Les deux premiers dossiers (Mathewes, 1989; Schweger, 1989) portent sur les refuges glaciaires (fig. 7-1). Dans sa description du corridor non englacé, Schweger fait également allusion aux environnements préglaciaires dans le nord-ouest du Canada.

Le dossier suivant (Mott, 1989) traite des changements floristiques et climatiques dans les provinces de l'Atlantique (fig. 7-1) durant l'Interglaciaire sangamonien. Il est représentatif du type de recherche effectuée sur les sédiments organiques d'âge interglaciaire ou pléistocène inférieur dans d'autres régions du pays. Les dossiers de Ritchie (1989) et de Richard (1989) décrivent l'établissement de la végétation dans deux régions canadiennes vers le début de l'interglaciaire actuel, l'Holocène. Le dossier

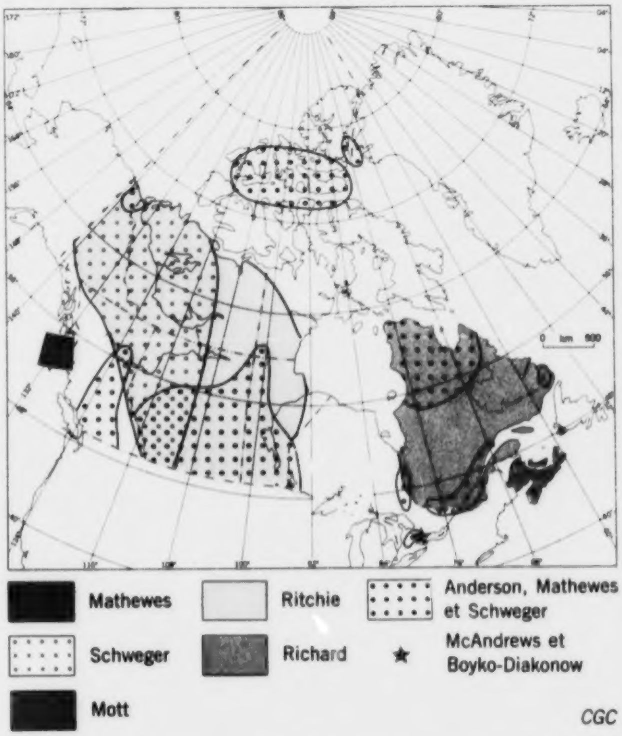


Figure 7-1. Carte du Canada montrant les régions documentées dans le cadre du présent chapitre.

produit par Anderson et al. (1989) traite de la phase de réchauffement maximal durant l'interglaciaire actuel et de ses effets variables dans différentes parties du pays. Ces détails ne sont ni décrits ni traités aisément par les modèles de circulation générale, et le dossier consacré à l'Holocène montre pourquoi toute prévision du climat futur doit s'appuyer en partie sur l'étude des paléoclimats (Schneider, 1986).

Le dernier dossier (McAndrews et Boyko-Diakonow, 1989) est consacré à l'Holocène récent, et inclut donc l'époque historique. Il a été rendu possible grâce à la remarquable séquence pollinique du lac Crawford, dans le sud de l'Ontario (fig. 7-1). Dans une certaine mesure, la série du lac Crawford ressemble à une série dendrochronologique, car elle rend compte des variations annuelles, ce qui est fort rare dans les études palynologiques du Quaternaire. Comme les études dendrochronologiques, cette étude se sert de données obtenues à l'aide des méthodes paléoécologiques habituelles, ainsi que de données historiques.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LES REFUGES GLACIAIRES

J.V. Matthews, Jr. et T.W. Anderson

Les autres chapitres du présent volume révèlent que la plus grande partie du territoire canadien a été soumise à plusieurs glaciations successives. Il y a 15 000 ans à peine, plusieurs glaciers coalescents recouvraient plus de 90 % du territoire canadien. Il est donc naturel que les paléoécologistes et les biologistes canadiens s'intéressent tout particulièrement aux refuges glaciaires. Le refuge de la Béringie, qui comprenait certaines parties du Yukon et presque tout l'Alaska, a fait l'objet de nombreuses études (Hopkins et al., 1982). Sa nature, en particulier au moment de l'immigration de l'*Homo sapiens* en Amérique du Nord, est encore débattue (Schweger et al., 1982; Colinvaux et West, 1984). L'existence d'un refuge béringien, probablement lors de chaque glaciation, ne fait aucun doute; la composition de sa flore et de sa faune au Pléistocène supérieur le démontre d'ailleurs amplement (voir divers articles dans Hopkins et al., 1982).

Tel n'est pas le cas de nombreux autres refuges plus petits qui ont existé sans doute à d'autres endroits en périphérie des inlandsis et calottes glaciaires (par ex. Terre-Neuve - Grant, 1977). Dans bien des cas, leur existence a été établie uniquement d'après des données géologiques. Dans d'autres cas, la flore et la faune actuelles renferment quelques taxons reliques, mais l'emplacement réel des refuges et leur contexte chronologique sont incertains. L'existence de refuges glaciaires est prouvée de façon non équivoque lorsque des fossiles démontrent que des organismes occupaient un site lorsque celui-ci était entouré par des glaciers ou isolé des autres régions non englacées.

Le dossier de R.W. Mathewes sur le refuge des îles de la Reine-Charlotte fournit ce type de preuves. La méthodologie qui y est utilisée, soit la cartographie géologique détaillée et la datation isotopique combinées à l'analyse pollinique et macrofossile, est une démarche globale qui devrait servir de modèle à l'étude des autres refuges préconisés. Les macrofossiles végétaux revêtent une importance particulière dans l'étude des refuges car, contrairement aux pollens, ils renseignent sur la composition spécifique de la flore du refuge. Même s'ils n'ont pas été inclus dans le dossier, certains affleurements du refuge des îles de la Reine-Charlotte renferment également des coléoptères fossiles bien conservés, qui font actuellement l'objet d'une étude (rapports inédits 85-12 et 86-5 de J.V. Matthews, Jr, Commission géologique du Canada). De toute évidence, les îles de la Reine-Charlotte offrent un excellent potentiel pour des recherches paléo-écologiques ultérieures sur le problème des refuges.

Le dossier de C.E. Schweger aborde également la question des refuges, mais de façon indirecte seulement. Il traite principalement des échanges floristiques et faunistiques entre deux grands refuges: la Béringie, dans la partie nord-ouest du continent, et la région médio-continentale non englacée. Durant le maximum glaciaire et la période d'abaissement glacio-eustatique du niveau marin, l'Alaska et certaines parties du Yukon (Béringie orientale) formaient la partie orientale du domaine biogéographique sibérien (Hopkins, 1973, 1982). En réalité, la Béringie orientale était un cul-de-sac, car l'accès au reste du continent nord-américain était bloqué soit par les masses coalescentes de l'Inlandsis laurentidien et de l'Inlandsis de la Cordillère, soit par des barrières moins tangibles, comme les zones forestières (Repenning, 1980). Au moment du retrait de ces inlandsis, ou encore avant leur coalescence lors de l'avancée, une étroite bande de territoire, ou corridor non englacé, reliait les régions non englacées de la Béringie et du centre du continent. Bien que temporaire, le corridor semble avoir favorisé les échanges nord-sud entre des organismes qui n'auraient jamais pu franchir la barrière boréale qui s'étend actuellement d'un bout à l'autre du Canada. Par ailleurs, les peuplades du Paléolithique supérieur ont sans aucun doute emprunté le corridor du Wisconsinien pour immigrer en Amérique du Nord.

Schweger s'intéresse surtout à la dernière manifestation (Wisconsinien) du corridor non englacé. Les corridors préwisconsiniens n'étaient pas nécessairement identiques au dernier corridor, mais les indices biologiques de ces corridors plus anciens sont au mieux indirects et insaisissables, et ils le demeureront aussi longtemps que les faunes du Pléistocène inférieur des deux voies d'accès au corridor n'auront pas fait l'objet d'études comparatives plus approfondies. Comme il a été mentionné précédemment, nous serons bientôt en mesure de comparer les faunes vertébrées qui existaient dans le nord du Yukon et le sud des Prairies canadiennes au Pléistocène.

LE REFUGE DES ÎLES DE LA REINE-CHARLOTTE: PERSPECTIVE PALÉO-ÉCOLOGIQUE

R.W. Mathewes

Introduction

Dans les régions englacées du globe, les biologistes et biogéographes ont souvent émis l'hypothèse de l'existence de régions qui auraient échappé aux glaciations et servi de refuges où les plantes et les animaux ont pu survivre aux

Matthews, J.V., Jr. et Anderson, T.W.
1989: Considérations générales sur les refuges glaciaires. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 7, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

rigueurs des âges glaciaires. Ces régions auraient constitué des centres de dissémination après la déglaciation, et l'isolement prolongé de petites populations aurait entraîné le développement de flores et de faunes endémiques. Ces refuges non englacés auraient existé dans différentes parties du Canada et des États-Unis adjacents (Scudder, 1979). Les refuges côtiers suscitent un intérêt particulier, aussi bien en Europe septentrionale (Dahl, 1955; Funder, 1979) que sur la côte nord-américaine du Pacifique-Nord, notamment dans l'île de Vancouver, dans les îles de la Reine-Charlotte et sur la côte de l'Alaska vers le nord jusqu'à l'île Kodiak (Heusser, 1960; Karlstrom et Ball, 1969; Fladmark, 1975, 1979). Certaines régions, comme l'île Kodiak, ont sûrement servi de refuges, mais d'autres, comme les

Mathewes, R.W.
1989: Le refuge des îles de la Reine-Charlotte: perspective paléoécologique. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 7, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

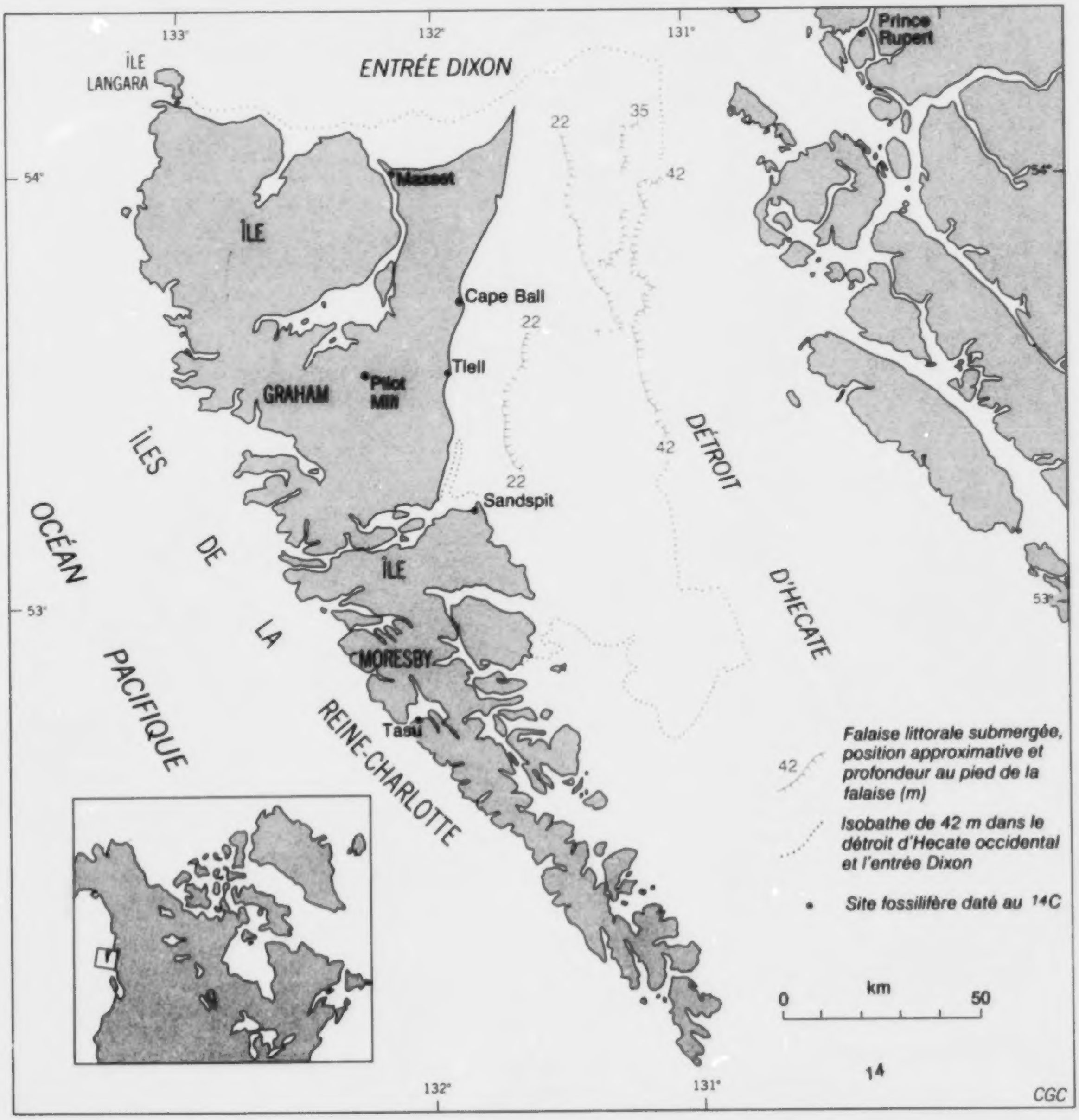


Figure 7-2. Carte de localisation des îles de la Reine-Charlotte montrant les sites de fossiles végétaux ainsi que la partie du détroit d'Hecate située à l'intérieur de l'isobathe de 42 m et possiblement émergente durant le dernier maximum glaciaire.

îles de la Reine-Charlotte, sont depuis longtemps au centre d'une controverse qui oppose biologistes et géologues.

L'archipel de la Reine-Charlotte est constitué d'environ 150 îles et îlots et est situé à 80 km des côtes du centre de la Colombie-Britannique (fig. 7-2). Les indices biologiques en faveur d'une longue survivance de la flore et de la faune sont variés et énigmatiques. Parmi les plantes vasculaires, 13 espèces ou sous-espèces endémiques ont été identifiées (Calder et Taylor, 1968), mais la plupart d'entre elles ont été retrouvées récemment dans le nord-ouest de l'île de Vancouver, dans un autre refuge présumé (Pojar, 1980). La flore à bryophytes est très inhabituelle, comprenant au moins 14 espèces apparemment confinées aux îles de la Reine-Charlotte (Schofield, 1976), notamment *Wijkia carlottae, Seligeria careyana* (Vitt et Schofield, 1976), ainsi que d'autres nouvelles espèces non décrites. L'hépatique *Dendrobazzania griffithiana* est une plante relique qui n'existe actuellement qu'au Bengale et au Bhutan, en Asie, et dans les îles de la Reine-Charlotte (Schuster et Schofield, 1982).

Par ailleurs, la présence de populations diploïdes de la plante à fleurs *Saxifraga ferruginea* dans les îles de la Reine-Charlotte, dans l'île Kodiak, et au sud des limites glaciaires du Wisconsinien a également été invoquée à l'appui de l'hypothèse d'un refuge, les régions englacées n'étant colonisées que par des populations polyploïdes (Randhawa et Beamish, 1972).

La faune a aussi des caractères distincts et comporte ses propres sous-espèces de mammifères et d'oiseaux (Foster, 1965), y compris l'énigmatique caribou de Dawson (*Rangifer tarandus dawsonii*), dont la disparition présumée vers 1910 constitue un problème non résolu (Banfield, 1962). Les principaux invertébrés comprennent un amphipode (Bousfield, 1958) et des scarabées du genre *Nebria*. L'espèce endémique *Nebria charlottae*, initialement décrite à partir d'un seul spécimen connu (Kavanaugh, 1980), fut redécouverte en 1981 par Kavanaugh, en même temps que deux nouvelles espèces présumément endémiques. Beaucoup de biologistes, s'inclinant devant des témoignages aussi éloquents, ont volontiers souscrit à la thèse des refuges, de sorte qu'il ne leur restait plus qu'à déterminer l'emplacement, la superficie et le nombre de refuges. D'autres, par contre, n'ont pas cru à la nécessité de l'existence de refuges pour expliquer leurs données. Selon Moodie et Reimchen (1976), les variations remarquables des populations d'épinoche à trois épines (*Gasterosteus aculeatus*) dans les lacs de l'île Graham seraient imputables à des divergences postglaciaires. De même, Foster (1965) n'a pas fait appel à une longue période d'isolement pour expliquer les nombreuses variations observées chez les vertébrés.

Heusser (1960) et Fladmark (1975, 1979) ont relancé le débat en alléguant que les premiers hommes auraient immigré dans la partie méridionale de l'Amérique du Nord au Pléistocèce supérieur grâce à une série de refuges situés au niveau de la mer, autour du Pacifique-Nord. Cette hypothèse infirme la théorie généralement acceptée selon laquelle un « corridor non englacé » séparait l'Inlandsis de la Cordillère de l'Inlandsis laurentidien (voir Schweger, 1989). Si, comme le prétend Fladmark, l'adaptation des cultures côtières est antérieure ou contemporaine de celle des cultures continentales, les théories archéologiques actuelles devront être révisées.

Les géologues se sont montrés sceptiques quant à l'existence de ces refuges. Depuis les toutes premières observations de Dawson (1880), ils ont soutenu qu'une calotte glaciaire locale recouvrait complètement les îles (Sutherland-Brown et Nasmith, 1962; Sutherland-Brown, 1968; Prest, 1969). Cette masse glaciaire aurait rejoint la masse principale de l'Inlandsis de la Cordillère dans l'actuel détroit d'Hecate (fig. 7-2). S'ils conviennent de l'existence de quelques pics montagneux inhospitaliers (nunataks) perçant la surface de la calotte (Sutherland-Brown, 1968), les géologues ne favorisent cependant pas la présence d'un refuge biologique important et estiment que la déglaciation des îles s'est effectuée à peu près en même temps que celle des autres régions côtières de la Colombie-Britannique.

Nos connaissances de l'histoire glaciaire et postglaciaire des îles de la Reine-Charlotte se sont considérablement enrichies grâce aux travaux de Clague (1981) sur les coupes dans les falaises littorales de la côte nord-est de l'île Graham. Une série de datations au ^{14}C indique que l'histoire postglaciaire de la région du cap Ball (fig. 7-2) remonte à 13 700 ± 100 BP au moins (GSC-3222; Mathewes et Clague, 1982). Des datations plus récentes suggèrent un âge encore plus ancien. Ces datations et leurs incidences sur le problème des refuges sont le thème central de la section suivante.

Paléo-écologie de la partie orientale de l'île Graham au Pléistocène supérieur

Avant les travaux de Clague, la tourbe basale d'une carotte prélevée dans l'île Langara (Heusser, 1955), datée à 10 850 ± 800 BP (L-297C; Broecher et Kulp, 1957), constituait le plus ancien dépôt terrestre connu relativement à l'histoire postglaciaire de la végétation. Cet âge relativement jeune n'appuyait pas la théorie de l'existence d'un refuge; selon Heusser (1955) toutefois, cet assemblage diversifié comprenant 27 types de plantes (preuve de la présence d'une forêt au moment du dépôt de la base de la carotte) ne représente probablement pas le début de la dissémination postglaciaire et doit avoir été précédé d'une flore plus ancienne.

Les analyses polliniques et macrofossiles d'un lit tourbeux tardiglaciaire au cap Ball (Mathewes et Clague, 1982) font remonter à 12 400 ± 100 BP (GSC-3112) l'histoire connue de la flore terrestre. Les échantillons provenant de la base de la tourbe contiennent du pollen qui représente un assemblage de toundra ouverte riche en herbacées, colonisée d'abord par *Pinus contorta*, puis par *Picea* à 11,2 ka. Cette flore comprenait des plantes qui sont maintenant rares dans la flore alpine, soit *Artemisia, Bistorsa, Thalictrum*, ainsi que deux espèces maintenant disparues des îles: *Armeria maritima* et *Polemonium caeruleum*. La seule espèce de palémoine présente actuellement dans les îles est *P. pulcherrimum*, plante rare qui croît près du niveau de la mer sur l'île Limestone (Mathewes, 1980) et qui a été retrouvée récemment dans une région alpine près de Tasu (Roemer et Ogilvie, 1983).

L'analyse détaillée des sédiments silteux sous-jacents au lit tourbeux du cap Ball a permis d'améliorer sensiblement nos connaissances de ce paléo-environnement. Les restes de plantes provenant d'une unité sablo-silteuse laminée, près du pied des falaises, ont été datés à 15 400 ± 190 BP (GSC-3319) et à 16 000 ± 570 BP (GSC-3370) (fig. 7-3).

Ces âges sont très importants, car ils prouvent qu'au moins une partie de l'île Graham n'était pas englacée pendant et peu après le maximum glaciaire du Wisconsinien supérieur, tel que défini sur la côte du continent (Warner et al., 1982). Toutefois, il est certain qu'un glacier s'est avancé jusqu'au site du cap Ball avant le dépôt des silts de base, car les sédiments fossilifères reposent sur des dépôts fluvio-glaciaires et un till. L'âge de cet événement glaciaire est inconnu, mais l'unité immédiatement sous-jacente au till serait d'âge wisconsinien moyen, comme l'indiquent les datations au ^{14}C. Sur le site de l'usine pilote de Cinola, au sud-ouest du cap Ball (fig. 7-2), une tourbe enfouie sous un till a un âge compris entre 45 700 ± 970 BP (GSC-3534-2) et 27 500 ± 400 BP (GSC-3530). On ignore si ce till est contemporain du till supérieur du cap Ball, mais d'après les datations, une avancée glaciaire s'est produite entre 27,5 et 16 ka dans l'est de l'île Graham. Cet événement a entraîné la disparition locale du sapin (*Abies*) dans les îles de la Reine-Charlotte. Le sapin était présent durant l'intervalle non glaciaire du Wisconsinien moyen (Warner et al., 1984a), mais il était vraisemblablement déjà disparu vers 16 ka.

Warner (1984) a présenté une étude détaillée du pollen (fig. 7-3) et des macrofossiles végétaux (fig. 7-4) depuis 16 ka. Cette étude, combinée aux données antérieures, jette un éclairage exceptionnel sur la « zone verte » qui existait lorsque presque toute la Colombie-Britannique était recouverte d'une immense masse glaciaire.

Les plus vieux sédiments contiennent en abondance les graines d'une flore pionnière constituée de *Juncus, Sagina, Rumex* et *Potamogeton filiformis*, cette dernière maintenant disparue des îles de la Reine-Charlotte, et contiennent également des fragments d'*Equisetum*. Les fortes concentrations de graines (fig. 7-4) sont caractéristiques d'herbacées colonisatrices et montrent que le climat n'était pas assez rigoureux pour en inhiber la reproduction.

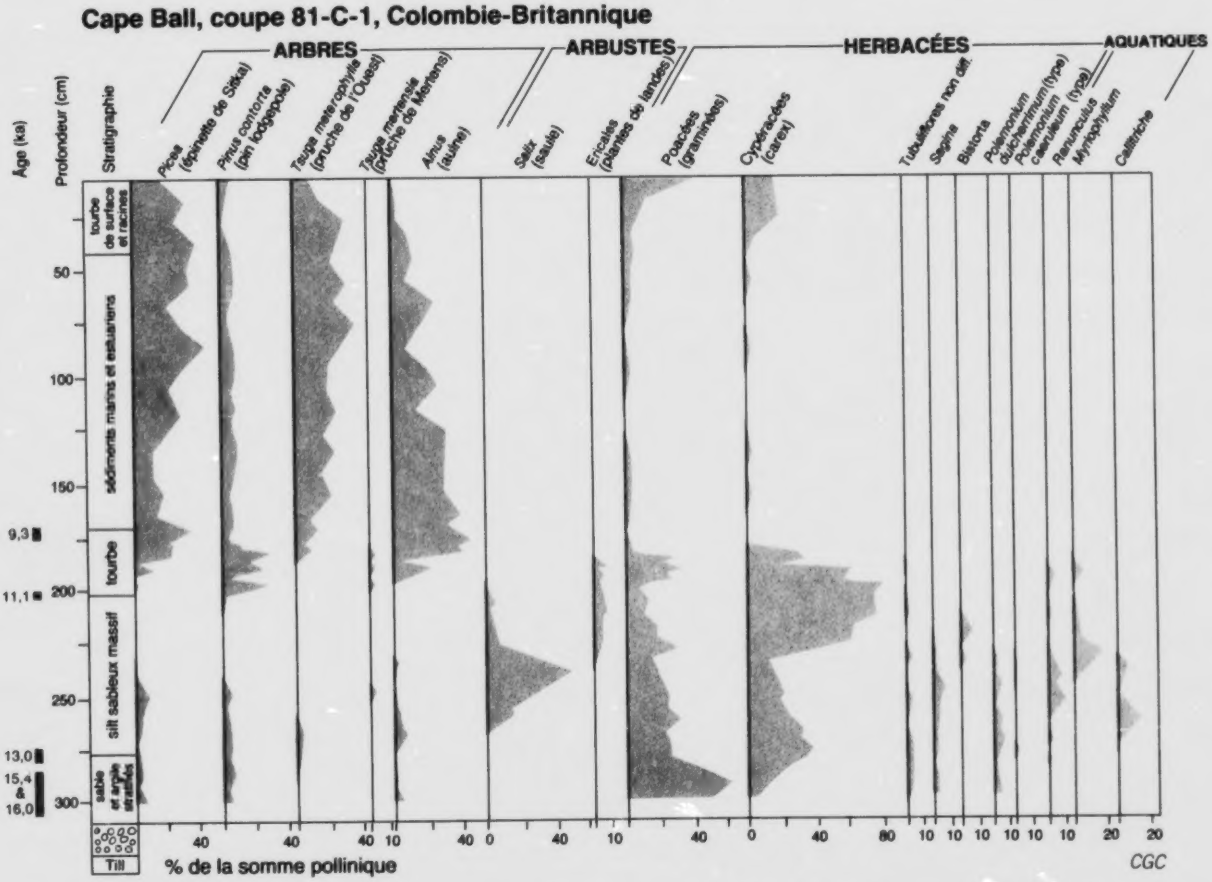


Figure 7-3. Diagramme pollinique en fréquence relative de la coupe 81-C-1 à Cape Ball, île Graham, indiquant les variations temporelles de la concentration de certains types de pollen. Ne sont représentées que les valeurs égales ou supérieures à 1%. Les datations au ^{14}C proviennent de la coupe 81-C-1 et de la coupe adjacente 81-C-2 (d'après Warner, 1984). Les résultats de cette étude palynologique et des autres du présent chapitre sont présentés sous forme de diagrammes polliniques abrégés. Les âges (ka) indiqués à la gauche des diagrammes sont basés sur des âges ^{14}C apparaissant au complet dans le texte ou dans les références pertinentes.

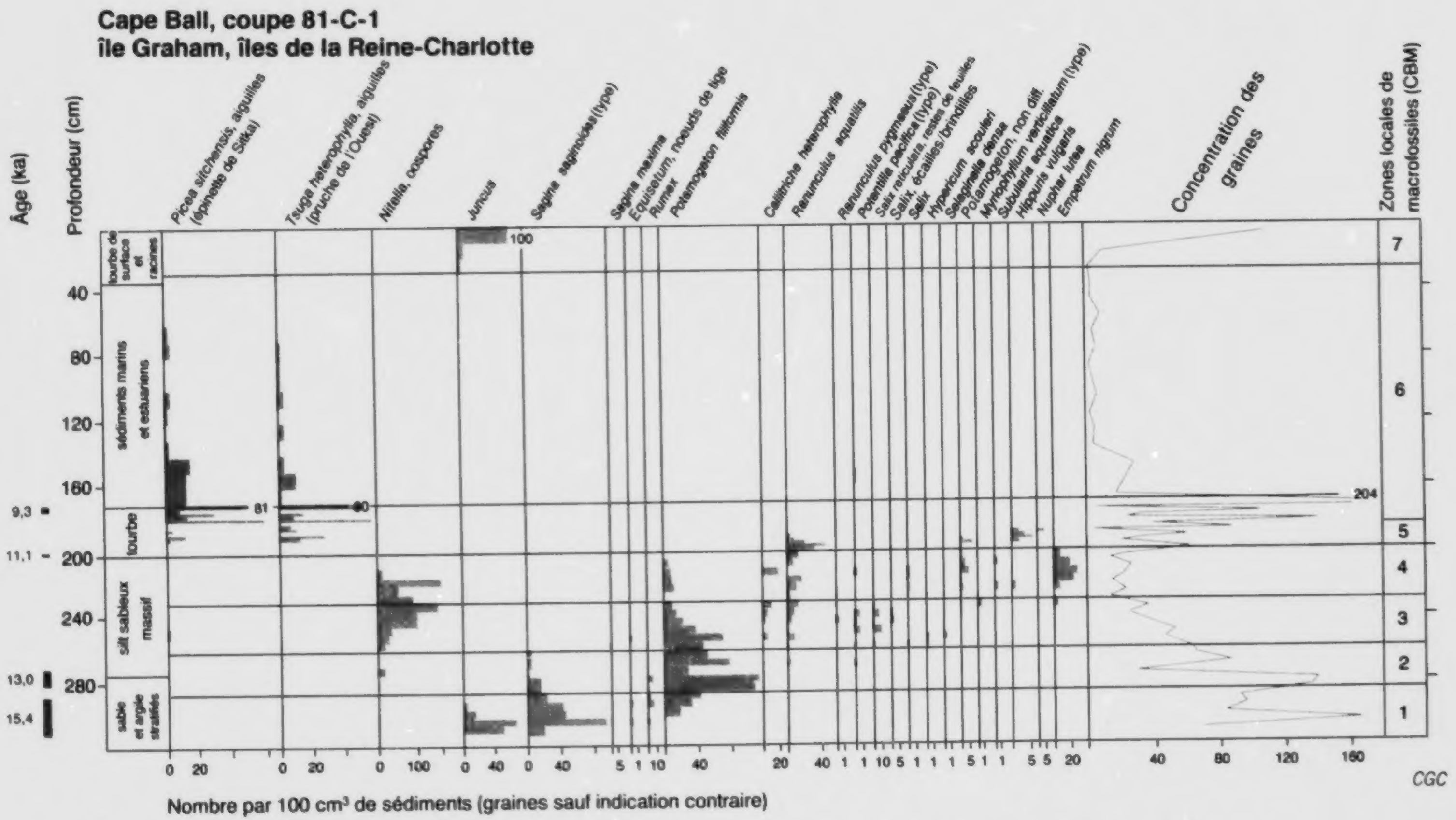


Figure 7-4. Diagramme des macrofossiles végétaux de la coupe 81-C-1 à Cape Ball, île Graham, montrant les unités stratigraphiques et les datations au ^{14}C de cette coupe et de la coupe adjacente 81-C-2. La courbe de concentration totale de graines comprend aussi les graines d'espèces non représentées sur le diagramme (d'après Warner, 1984).

Le diagramme pollinique (fig. 7-3) indique une prédominance initiale de Carex et de Graminées, accompagnés de *Sagina*, de Composées et d'une variété d'autres herbacées. Ces assemblages correspondent à un paysage de type toundra dépourvu d'espèces arborescentes, où de vastes étendues de sol minéral exposé et de mauvaises herbes s'étalent en bordure des ruisseaux et des étangs. Le pollen arboréen, présent en faible pourcentage, provient sans doute d'apports éoliens lointains ou pourrait provenir du remaniement de dépôts plus anciens, mais on ne peut exclure la présence possible de quelques épinettes rabougries exposées au vent. Les étangs doivent avoir été libres de glace durant une partie de l'année pour permettre la présence ininterrompue de plantes aquatiques. Peu après 13 ka, une variété de plantes aquatiques font leur apparition (fig. 7-4), y compris les algues *Chara* et *Nitella*, *Ranunculus aquatilis* et *Callitriche*. Ces deux dernières plantes sont également bien représentées par leur pollen à cette époque, tout comme l'est *Polemonium*. En réalité, d'après certaines caractéristiques polliniques décrites par Mathewes (1979, 1980), deux types de pollen de *Polemonium* sont présents.

Une phase arbustive semble avoir succédé à la phase herbacée initiale, les premiers témoins macrofossiles de plantes ligneuses apparaissant vers 12,5 ka. Des feuilles, des écailles et des graines de *Salix*, accompagnées d'un fort maximum pollinique, ont été extraites des sédiments silteux (fig. 7-3). Les feuilles sont attribuables à *Salix reticulata*, plante alpine maintenant rare dans les îles de la Reine-Charlotte, où elle est représentée par la sous-espèce *glabellicarpa* que l'on retrouve uniquement sur une montagne près de Juneau, en Alaska. De nouvelles herbacées apparaissent également à cette époque, notamment *Ranunculus pygmaeus*, *Selaginella densa*, laquelle a été découverte récemment dans la flore alpine (Roemer et Ogilvie, 1983), *Hypericum scouleri*, aujourd'hui disparue de l'île Graham, et *Potentilla pacifica*. La présence d'une seule aiguille d'épinette de Sitka (*Picea sitchensis*) à une profondeur de 250 cm est particulièrement intrigante. Datée à 12,4 ka environ, elle précède d'au moins 1,1 ka l'accroissement de l'épinette plus haut dans la coupe. Outre cette aiguille, les vestiges les plus anciens de l'épinette sont du bois daté à 11 300 ± 100 BP (GSC-2879) et le pollen de l'épinette qui ne devient abondant que vers 11,2 ka. L'aiguille fossile appuie quelque peu l'hypothèse selon laquelle l'épinette de Sitka aurait pu survivre dans les îles de la Reine-Charlotte au tardiglaciaire. Le pollen et d'abondant macrofossiles d'*Empetrum* révèlent que les Éricacées ont proliféré avant l'établissement de l'épinette (fig. 7-3, 7-4), ce qui indique des conditions édaphiques plus pauvres (sol plus acide). La tourbe s'est d'abord déposée en eau peu profonde à compter d'environ 11 100 ± 90 BP (GSC-3337) au site 81-C-1. Une tourbière boisée, caractérisée par de nombreux morceaux de bois, des cônes, des graines et des aiguilles de conifères, s'est formée vers la fin de l'épisode palustre. Entre 10 000 et 9 300 ± 80 BP (GSC-3477), le site a été submergé par la mer et des sédiments marins et estuariens ont été déposés sur la tourbe.

Incidences sur la controverse relative à l'existence d'un refuge

Ces nouvelles données, qui s'ajoutent aux observations biologiques, viennent étayer les hypothèses sur la nature des refuges glaciaires dans les îles de la Reine-Charlotte. Fait à signaler, ce sont les données géologiques originales sur les variations du niveau de la mer et de nouvelles datations ^{14}C qui ont suggéré à Clague (1981, p. 22) l'idée que les îles de la Reine-Charlotte n'étaient peut-être pas entièrement recouvertes de glace durant la Glaciation de Fraser. Les âges de 15 à 16 ka et les analyses polliniques et macrofossiles révèlent qu'une flore diversifiée occupait les zones non englacées, notamment celle du cap Ball, à l'époque où l'inlandsis atteignait ou presque son extension maximale.

L'existence d'un refuge n'en est pas démontrée pour autant. Il faudrait pour cela établir avec certitude qu'une zone est demeurée libre de glace durant tout le dernier maximum glaciaire, ce qui n'est pas encore démontré. Les seules conclusions que les données actuelles permettent d'établir sont que la région était recouverte par les glaces d'un glacier au début du Wisconsinien supérieur (c.-à.-d., à un moment quelconque entre 27,5 et 16 ka), et que le site du cap Ball n'était pas englacé lors du maximum glaciaire du Wisconsinien supérieur sur le continent, donc après 16 ka (Ryder et Clague, 1989).

La majeure partie de l'île Graham doit encore être étudiée afin de prouver l'existence de refuges. Diverses considérations théoriques à propos des refuges en région côtière (Heusser, 1960; Calder et Taylor, 1968; Fladmark, 1975, 1979) suggèrent que divers sites, allant des caps peu élevés jusqu'aux hauts sommets montagneux en passant par les crêtes entre les fjords et les petites îles au large des côtes (Dahl, 1955), ont pu échapper à la glaciation. L'abaissement eustatique d'au moins 100 m du niveau marin pendant le dernier maximum glaciaire est bien documentée: la majeure partie de l'actuel détroit d'Hecate aurait alors émergé (Fladmark, 1975; Warner et al., 1982). Dans ces conditions, et en admettant que les glaciers n'ont pas envahi la plate-forme à l'est du cap Ball (fig. 7-2), celle-ci aurait pu servir de refuge pendant un certain temps, avant d'être resubmergée par les eaux marines. Le lit de tourbe du cap Ball est surmonté d'une plate-forme intertidale, quand il ne fait pas lui-même partie d'une plate-forme intertidale, et l'on peut se demander si des matériaux organiques submergés n'existent pas plus loin au large. Peut-être y découvrira-t-on des restes de plantes et d'animaux antérieurs à 16 ka dans ces secteurs. Ces sites pourraient également receler des vestiges paléo-indiens d'une époque antérieure à 9 ka, soit l'âge des artéfacts les plus anciens jamais découverts sur les côtes externes de la Colombie-Britannique (Fladmark, 1979). Les études déjà effectuées sur l'île Graham révèlent que les îles de la Reine-Charlotte demeureront un lieu de prédilection pour l'étude des refuges glaciaires et la découverte de vestiges paléo-écologiques témoignant de leur existence.

PALÉO-ÉCOLOGIE DU CORRIDOR NON ENGLACÉ DE L'OUEST CANADIEN

C.E. Schweger

Introduction

Les premières cartes glaciaires de l'Amérique du Nord montrent soit que les glaciers recouvraient tout le terri-

Schweger, C.E.
1989: Paléo-écologie du corridor non englacé de l'Ouest canadien. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 7, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

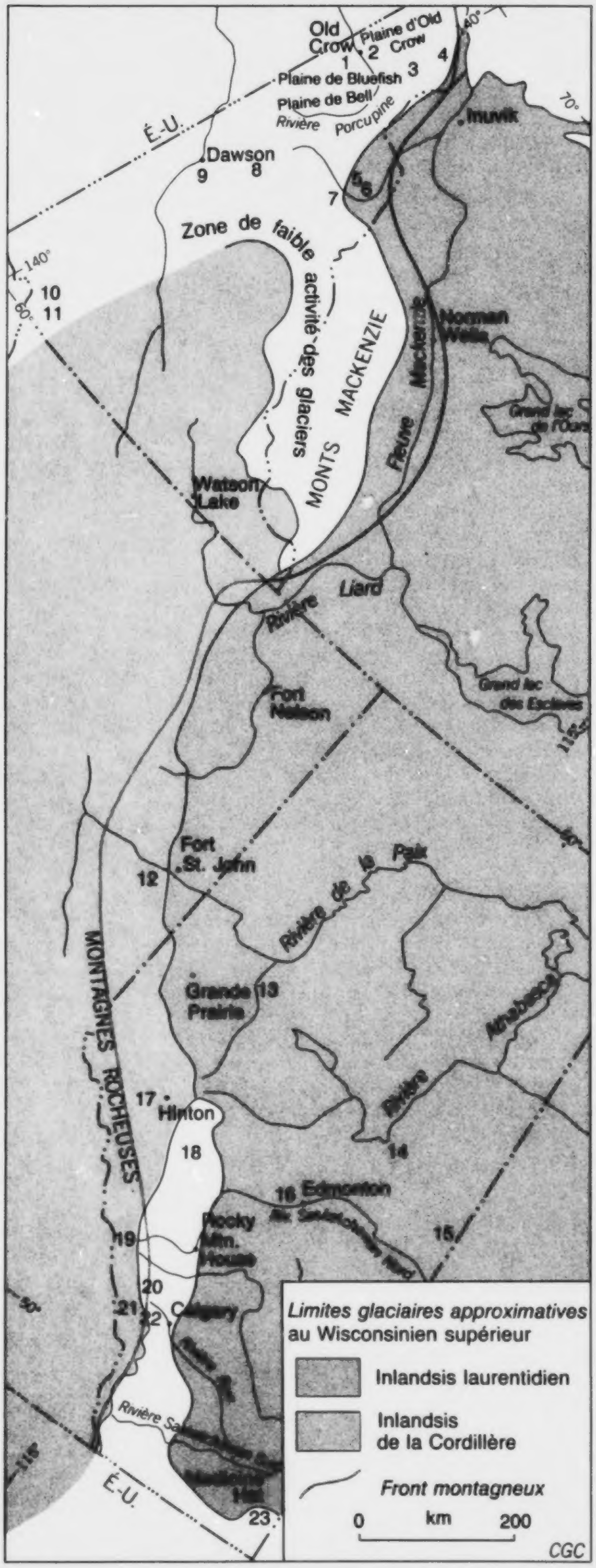


Figure 7-5. Secteurs septentrional et méridional du couloir non englacé (modifié de Rutter, 1984). Sites mentionnés dans le texte: (1) Falaise Twelvemile (HH-228) sur la rivière Porcupine, dans la plaine de Bluefish; (2) CRH-11a, sur la rivière Old Crow dans la plaine du même nom; (3) Polybog, dans la plaine de la rivière Old Crow; (4) Lac Hanging; (5) Lac Tyrrell, vallée du ruisseau Doll; (6) Étang Lateral, même vallée; (7) Coupe du ruisseau Hungry (HH-72-54), dans la plaine de Bonnet Plume; (8) Lac Chapman; (9) Région de Dawson; (10) Étang Antifreeze; (11) Coupes du ruisseau Silver; (12) Site archéologique du lac Charlie; (13) Coupes de Watino sur la rivière Smokey, Alberta; (14) Lac Lofty, Alberta; (15) Lac Moore; (16) Fort Saskatchewan; (17) Lac Gregg; (18) Lac Fairfax; (19) Lac Goldeye; (20) Site archéologique des lacs Vermillion; (21) Tourbière Chalmers; (22) Site archéologique du ruisseau Sibbald; (23) Paléosol de Robinson.

toire canadien compris entre l'Atlantique et le Pacifique (Wright, 1893), soit qu'une étroite bande non englacée séparait l'Inlandsis de la Cordillère et l'Inlandsis laurentidien (Dawson, 1893; Chamberlin, 1894). Cette présumée zone, initialement décrite comme un «corridor» qu'auraient emprunté des peuplades préhistoriques pour atteindre le Nouveau Monde (Antevs, 1945, 1948), fut ensuite appelée «corridor non englacé» (Rutter et Schweger, 1980). Comme ce corridor aurait canalisé les échanges biotiques entre le nord et le sud de l'Amérique du Nord, son histoire quaternaire revêt une importance capitale dans plusieurs disciplines, notamment la paléontologie des vertébrés (Sher, 1976; Harington, 1980; Repenning, 1980; Guthrie, 1980), l'ichthyologie (Lindsey et Franzin, 1972), la zoologie des invertébrés (Clifford et Bergstrom, 1976) et la phytogéographie (Packer et Vitt, 1974; Wheeler et Guries, 1982); en outre, ce corridor joue un rôle primordial dans l'étude de l'occupation humaine du Nouveau Monde (Haynes, 1971; Reeves, 1983; Martin, 1974).

La coalescence de l'Inlandsis de la Cordillère et de l'Inlandsis laurentidien marquait l'interruption des échanges biotiques. Le «corridor», dans le sens le plus strict du terme, cessait également d'exister durant les interglaciaires, y compris l'actuel. La controverse qui entoure le corridor ne concerne donc que de brèves périodes du Quaternaire, lorsque les masses glaciaires cordillériennes et laurentidiennes sont très rapprochées l'une de l'autre, avant ou après leur coalescence en une seule masse continentale. Par définition, le corridor non englacé est donc une entité variable, dans le temps et dans l'espace. Sa configuration spatiale et ses environnements ont régi, de diverses façons sans doute, les échanges biotiques nord-sud durant chaque grand cycle glaciaire.

Les données de terrain provenant de la région comprise entre le nord du Montana (États-Unis) et l'embouchure du fleuve Mackenzie (Territoires du Nord-Ouest) révèlent que l'Inlandsis de la Cordillère et l'Inlandsis laurentidien sont entrés en coalescence au Quaternaire. Des tills interlités, des traînées de blocs erratiques et la géomorphologie marquent une zone de coalescence qui longe les contreforts des Rocheuses puis se dirige vers le nord, traversant la vallée de la rivière Liard (Rutter, 1984). Au nord, la limite occidentale de l'Inlandsis laurentidien longe le flanc oriental des monts Mackenzie et Richardson, tandis que l'Inlandsis de la Cordillère atteint le flanc occi-

dental des monts Mackenzie (Hughes,1972). Au sud, l'Inlandsis de la Cordillère s'étend jusqu'aux contreforts des Rocheuses, tandis que l'Inlandsis laurentidien s'étend jusqu'à la limite des plaines ou jusqu'au front des Rocheuses (Prest, 1969). Au nord, le corridor s'ouvre sur un refuge non englacé au Yukon (Béringie orientale), tandis qu'à l'extrême sud, il se termine dans les Grandes Plaines du sud de l'Alberta et du Montana.

L'existence d'un corridor non englacé, de quelque forme ou de dimension que ce soit, vers le début et la fin de chaque grande glaciation, ne fait aucun doute; et la coalescence de l'Inlandsis de la Cordillère et de l'Inlandsis laurentidien est clairement démontrable. Toutefois, la chronologie du dernier événement de ce type, et donc de la formation du corridor, est encore méconnue. Quant à savoir si des corridors avaient déjà existé avant cette période, les indices paléo-environnementaux sont encore plus nébuleux. Les échanges de mammifères entre la Sibérie et le centre du continent nord-américain par la Béringie suggèrent qu'il en avait existé (Repenning, 1967, 1980), mais ces mammifères renseignent très peu sur l'écologie de ces couloirs anciens (Rutter, 1984). Pour l'instant, nous devons nous contenter des données paléo-écologiques provenant de sites à proximité des entrées nord et sud du corridor.

Le Yukon: entrée nord du corridor non englacé

La région non englacée du Yukon forme l'extrémité est du refuge béringien. La paléo-écologie du Quaternaire et la signification biogéographique de la Béringie et du nord-ouest du Canada ont été présentées en grande partie dans d'autres publications (Hopkins et al., 1982; Ritchie, 1984a). La controverse et l'intérêt que suscite l'arrivée des premiers hommes en Amérique du Nord (Morlan, 1978; Jopling et al., 1981) et l'énigme posée par le « paradoxe » des gros mammifères (Schweger et al., 1982) ont stimulé les recherches paléo-écologiques au Yukon. Les chercheurs se sont particulièrement intéressés au Yukon septentrional, notammant aux plaines d'Old Crow, de Bluefish et de Bell (fig. 7-5), où la stratigraphie, les microfossiles et les macrofossiles (vertébrés, invertébrés et végétaux) de plusieurs coupes ont fait l'objet d'études multidisciplinaires (Hughes et al., 1989). Les études paléomagnétiques sur certaines coupes et la présence de téphras identifiés ont complété les études taphonomiques (Morlan, 1980) qui embrassent des objectifs à maints égards aussi larges que ceux de programmes similaires consacrés aux hommes préhistoriques en Afrique orientale (Coppens et al., 1976).

Des sédiments fossilifères terrestres se sont accumulés dans les bassins structuraux du Yukon septentrional au moins depuis le Tertiaire supérieur (Morison et Smith, 1987). La partie supérieure de cette séquence sédimentaire affleure sur les plus hauts talus en bordure des rivières Old Crow, Porcupine et Bell. Même si de nombreuses coupes ont été étudiées, c'est la coupe du talus Twelvemile (site 1, fig. 7-5) qui est devenue le stratotype informel pour ce qui est de la stratigraphie et de la paléo-écologie de la région. Cinq types d'assemblages polliniques fossiles ont été reconnus (Lichti-Federovich, 1974) dans les six unités stratigraphiques de la coupe (Hughes, 1969; Stop 30 in Morison et Smith, 1987). Des études paléo-écologiques et stratigraphiques récentes ont détaillé et clarifié la stratigraphie, et permis d'évaluer la signification paléo-environnementale de cet affleurement majeur (fig. 7-6) (voir aussi fig. 10 dans Ritchie, 1984a, pour une version légèrement modifiée des données originales de Lichti-Federovich).

Les données paléomagnétiques, polliniques et macrofossiles ainsi que la datation des téphras du talus Twelvemile et des coupes avoisinantes révèlent que les unités 1 à 3 sont probablement d'âge pléistocène inférieur, ou plus anciennes encore. Un lit forestier in situ, dans l'unité 1, contient des restes d'espèces aujourd'hui disparues de *Picea* et de *Larix* ainsi que de *Pinus contorta* et probablement de *Pinus monticola*, deux espèces qui ne vivent aujourd'hui que dans le centre du Yukon et le sud de la Colombie-Britannique, respectivement. Ces restes, combinés à l'abondance du pollen de *Corylus*, autre taxon aujourd'hui absent du Yukon, évoquent un climat plus chaud et plus humide que le climat actuel dans le nord du Yukon. L'unité 2 renferme des fossiles d'épinette noire et d'épinette blanche, deux espèces qui vivent encore aujourd'hui aux environs du site. La présence de structures causées par le pergélisol indique un climat aussi froid que le climat actuel. La présence de pollen de *Picea* et de *Pinus* est probablement le signe qu'un grand lac occupait le bassin avant que l'activité tectonique ne vienne perturber le réseau hydrographique.

L'unité 4 est la plus complexe quant au type de sédiments et à la variété des paléo-milieux représentés. La première manifestation pollinique de l'instauration d'une végétation de toundra au Yukon provient de cette unité (Lichti-Federovich, 1974). Les sables et graviers alluviaux de la partie inférieure de l'unité contiennent de nombreux paléosols silteux cryoturbés et les spectres polliniques y sont représentatifs d'une toundra arbustive dominée par *Betula*. Les quelques mètres supérieurs sont silteux et comprennent des niveaux organiques et plusieurs lits de tourbe autochtone. Des milieux pergélisolés ont existé périodiquement, à en juger par la présence d'au moins deux horizons caractérisés par des pseudomorphes de fentes de gel. Le téphra d'Old Crow, un important lit-repère en Béringie orientale, probablement déposé durant le stade 5b de la stratigraphie isotopique marine (Westgate et al., 1983; Schweger et Matthews, 1985), est présent dans l'unité 4. Au moment du dépôt de ce téphra, une toundra arbustive dominée par le bouleau occupait presque tout le nord et le centre de la Béringie (Schweger et Matthews, 1985). La très grande abondance du pollen de *Picea* dans l'unité 4 (fig. 7-6) au-dessus du téphra et la présence de fossiles d'insectes et de plantes qui ne vivent plus aussi loin au nord prouvent que le climat était plus chaud qu'aujourd'hui. Ce réchauffement, appelé événement thermique de Koy-Yukon (Schwegger et Matthews, 1985) et attribué au début du stade 3 de la stratigraphie isotopique marine (c'est-à-dire vers 60 ka), est enregistré ailleurs en Béringie orientale. Un retour à la toundra est mis en évidence dans la partie sommitale de l'unité 4 (Lichti-Federovich, 1974).

Dans des coupes situées respectivement au ruisseau Silver, dans le sud du Yukon (Schweger et Janssens, 1980), et au ruisseau Hungry, dans le centre nord du Yukon (Hughes et al., 1981), la toundra et la forêt boréale sont datées du Wisconsinien moyen. Les meilleurs indices d'un changement paléo-écologique au Yukon se trouvent dans des sédiments lacustres déposés durant le cycle froid du Wisconsinien supérieur. Par exemple, les profils polliniques du lac Hanging, dans le nord du Yukon (Cwynar, 1982), et de l'étang Antifreeze, dans le sud-ouest du Yukon

(Rampton, 1971) (sites 4 et 10, fig. 7-5), remontent à 30 ka. Les analyses confirment l'existence d'une végétation de toundra, semblable à la toundra arctique actuelle, entre 30 et 14,6 ka (lac Hanging) et jusqu'à 10 ka (étang Antifreeze). Une phase dominée par l'espèce arbustive *Betula* (du moins en termes d'abondance pollinique) a succédé à la phase de toundra; elle résulte sans aucun doute du réchauffement tardiglaciaire. Les profils polliniques du lac Lateral (Ritchie, 1982) et du lac Chapman (Terasmea et Hughes, 1966) (sites 6, 8, fig. 7-5) attestent également de l'existence généralisée d'une végétation de toundra au Yukon durant le Wisconsinien supérieur.

Les analyses macrofossiles et palynologiques font ressortir l'absence de forêts boréales en Béringie orientale à cette époque (Hopkins et al., 1981, 1982; Ager, 1983). L'épinette, le pin, l'aulne, le bouleau arborescent, le peuplier faux-tremble, le peuplier baumier et de nombreux autres taxons maintenant associés à la forêt boréale ou à un environnement de toundra forestière en Béringie orientale ont dû survivre dans des refuges pléniglaciaires au sud des inlandsis (Hopkins et al., 1981). À la faveur du réchauffement tardiglaciaire et de l'ouverture du corridor non englacé, ces taxons ont migré vers le nord et ont recolonisé les territoires qu'ils avaient occupés durant l'interglaciaire ou l'interstade antérieur.

Cette thèse d'une migration tardiglaciaire vers le nord explique en grande partie les données palynologiques du Yukon et des Territoires du Nord-Ouest. Outre les sites polliniques mentionnés précédemment, les profils de Polybog (Ovenden, 1982) et du lac Tyrrell (Ritchie, 1982) (sites 3, 5, fig. 7-5) montrent une brusque augmentation de la concentration pollinique de *Betula*, datée à 14,6 ka au lac Hanging. À l'Holocène inférieur, une phase durant laquelle *Picea* devint important a succédé à la toundra arbustive dominée par *Betula* (par ex., 8,7 ka à l'étang Antifreeze et 7,6 ka à Polybog). Comme l'aulne n'avait pas encore envahi la région, ces pessières de l'Holocène inférieur n'ont pas d'équivalents modernes. L'établissement de la pessière actuelle remonte à l'apparition de l'aulne (6,7 ka à Polybog; 5,7 ka à l'étang Antifreeze). Plusieurs études polliniques détaillées (Ritchie, 1977, 1982, 1984a; Cwynar, 1982) suggèrent que d'autres taxons, notamment *Populus, Larix, Myrica* et *Shepherdia canadensis* ont aussi migré du sud au cours de l'Holocène.

Les preuves d'une migration ne sont pas toujours très claires. Toute hypothèse mise à part, Ritchie (1984) conclut que la datation au ^{14}C de l'évolution tardiglaciaire de la végétation holocène révèle des incertitudes quant à la migration de l'épinette du sud au nord. Les témoins polliniques les plus anciens de l'épinette du nord-ouest canadien proviennent du nord du Yukon et de la péninsule Tuktoyaktuk; ils sont datés respectivement à 10,5 et 10 ka. Puisque l'épinette est apparue dans le centre de l'Alberta vers 10,8 ka (Lichti-Federovich, 1970, 1972), Ritchie

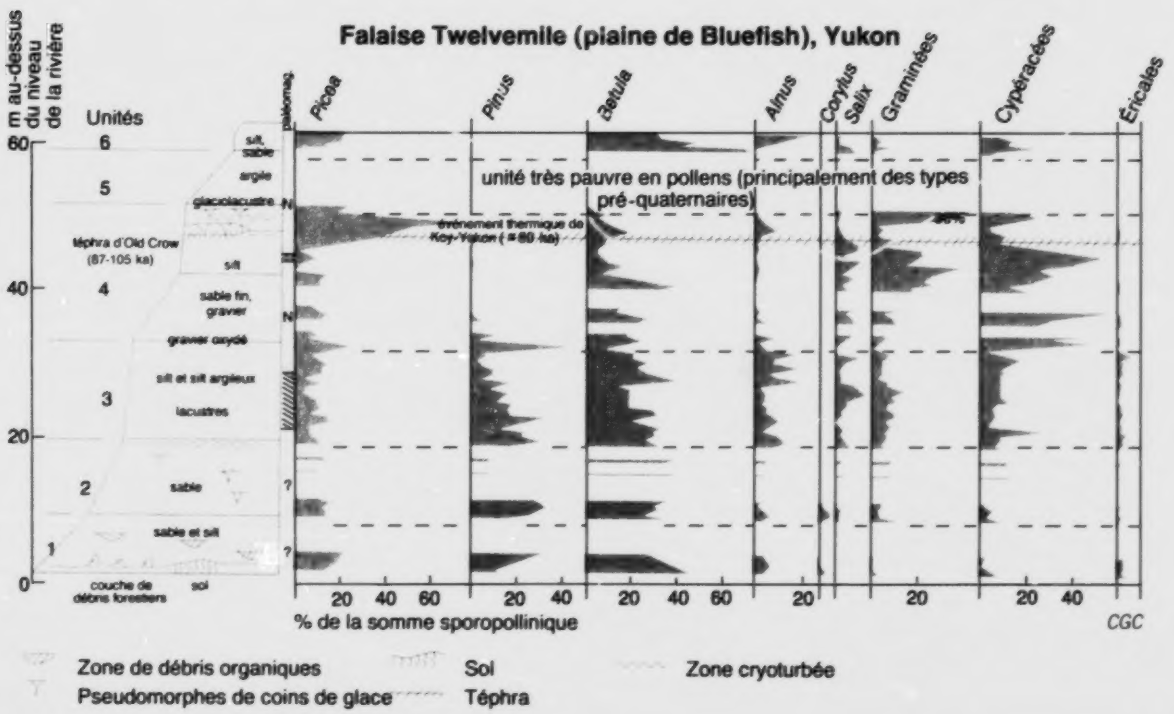


Figure 7-6. Stratigraphie et palynologie de la coupe de la falaise Twelvemile, sur la rivière Porcupine (plaine de Bluefish) au Yukon, d'après des données inédites de O.L. Hughes, C.E. Schweger, J.V. Matthews, Jr., S. Lichti-Federovich et Lichti-Federovich (1974). (Voir également le texte et les illustrations de l'arrêt 30 dans Morrison et Smith, 1987). L'âge déterminé sur le téphra d'Old Crow provient de Schweger et Matthews (1985).

(1984a) est arrivé à une vitesse de migration sud-nord de l'ordre de 1 km/an, ce qu'il a estimé être trop rapide, même si la dissémination des graines par les cours d'eau a pu accélérer le processus. Les oiseaux migrateurs ont pu également jouer un rôle important dans la dissémination des graines; toutefois, nous ignorons dans quelle mesure les glaciations et les changements écologiques ont influé sur les routes migratoires qui traversent actuellement l'ouest du Canada.

Vu l'absence d'analyses polliniques détaillées et bien datées dans une région aussi vaste, il n'est pas possible pour l'instant d'établir les séquences migratoires d'autres taxons végétaux à cette époque (Hopkins et al., 1981; Ritchie, 1984a). Néammoins, les données, nous l'avons vu, démontrent que des plantes ont migré par le corridor non englacé à la fin du Wisconsinien, de même que certaines espèces d'insectes, de vertébrés et d'autres animaux du domaine boréal. Ces mouvements migratoires ont pu se répéter plusieurs fois au cours de chaque grand cycle glaciaire et, d'une fois à l'autre, étant donné le tamisage qu'a pu exercer le corridor, la flore et la faune ont pu former des communautés particulières qui n'ont pas d'équivalent dans les milieux actuels.

Après le Tertiaire supérieur, certaines plantes disparaissent du nord du Yukon ou voient leur aire de distribution réduite. L'impossibilité dans laquelle se sont trouvés certains taxons de migrer vers le sud par le corridor non englacé au début des glaciations a peut-être été l'une des causes des extinctions, et il est également concevable que lors de la déglaciation, les territoires du nord aient été recolonisés par des taxons plus compétitifs qui ont refoulé vers le sud des taxons ayant appartenu jusque là au domaine boréal. En outre, le corridor non englacé a probablement tamisé certains éléments biotiques, de la même façon que les Alpes, avec leur orientation est-ouest, ont influé sur l'histoire floristique de l'Europe durant le Tertiaire et le Pléistocène (van der Hammen et al., 1971).

Depuis longtemps, la partie non englacée du Yukon constitue une riche source de restes de mammifères pléistocènes (Harington, 1970, 1977). D'importantes localités de vertébrés sont situées dans la région de Dawson (site 9, fig. 7-5; Harington, 1978), où l'exploitation de placers aurifères dans des dépôts gelés a livré une quantité considérable d'ossements. Sous l'action des cours d'eau, beaucoup d'ossements se sont accumulés sur les bancs alluviaux actuels et dans les terrasses holocènes édifiées le long des rivières Old Crow et Porcupine, dans le nord du Yukon. Bien que d'excellentes collections aient été recueillies dans les sols organiques et les alluvions, leur valeur paléoécologique reste faible, vu l'absence de contexte stratigraphique; des essais de datation fondés sur l'intensité des souillures minérales ont été effectués (Irving et al., 1977), mais les résultats sont douteux. Les restes de vertébres sont d'autant plus utiles pour la compréhension des schémas d'évolution, de la biogéographie et de la paléo-écologie que les analyses portent sur des faunes spécifiques à un intervalle stratigraphique bien défini. Cela nécessite des excavations contrôlées et le tamisage de sédiments provenant d'un seul niveau stratigraphique (Morlan, 1980, 1986).

Au site CRH-44 de la rivière Old Crow (site 2, fig. 7-5), Harington (1978) a découvert une faune « interglaciaire » comprenant, parmi les taxons artiques et boréaux, des fossiles de la mouffette à tête courte (*Brachyprotoma*; Youngman, 1986) aujourd'hui disparue. L'âge de 1,2 Ma obtenu sur le téphra de Little Timber (J.A. Westgate, communication personnelle, 1984) dans le même niveau stratigraphique indique que ces fossiles, initialement associés à un interglaciaire, peut-être le Sangamonien, et d'autres faunes vertébrées locales décrites par Harington pourraient inclure des taxons du Pléistocèce moyen ou inférieur. La faune vertébrée du site CRH-11a (site 2, fig. 7-5) est sans aucun doute constituée d'un mélange de taxons allant du Wisconsinien moyen au Wisconsinien supérieur et redéposés dans des alluvions holocènes. Il s'agit d'une faune locale particulièrement intéressante, car elle comprend des ossements d'âge wisconsinien travaillés par l'homme et datés entre 22 et 33 ka (Irving et Harington, 1973; voir Nelson et al., 1986; Morison et Smith, 1987), ainsi qu'un fragment (d'âge encore inconnu) de crâne humain (Irving et al., 1977). Ces découvertes pourraient jeter une lumière nouvelle sur la thèse voulant que les premiers humains aient emprunté le corridor non englacé pour atteindre le centre de l'Amérique du Nord. On se gardera cependant de tirer des conclusions hâtives, d'abord parce qu'il faut se méfier des méthodes de datation utilisées (Nelson et al., 1986), et aussi parce que ces fossiles, tout comme la majorité des restes de vertébrés découverts dans les faunes locales du nord du Yukon, ont été trouvés dans des sédiments remaniés (Morlan, 1980).

Au total, 64 espèces de vertébrés d'âge pléistocène ont été reconnues dans les régions non englacées du nord du Yukon. Étant donné la fréquence élevée des restes de chevaux, de mammouths et de bisons, Harington a conclu à l'existence de vastes prairies au Quaternaire supérieur. Ces trois taxons sont au centre du « paradoxe de la productivité » auquel Hopkins et al. (1982) se sont intéressés; alors que toutes les faunes du Yukon sont assujetties aux mêmes problèmes que celles d'Old Crow, les datations au ^{14}C montrent que le mammouth, le cheval, le bison et le caribou cohabitaient durant le Wisconsinien supérieur (Matthews, 1982; Morlan et Cinq-Mars, 1982).

L'Alberta: entrée sud du corridor non englacé

Au sud, le corridor non englacé débouche sur les grandes plaines du sud de l'Alberta. La stratigraphie du Quaternaire est la mieux documentée dans les talus longeant la rivière Saskatchewan Sud, près de Medicine Hat (fig. 7-5), où des tills multiples ainsi que des alluvions et des dépôts lacustres marquent une longue succession d'événements quaternaires dans l'Ouest du Canada (Stalker et Churcher, 1982; Klassen, 1989). Les études palynologiques de ces dépôts ont été entravées par le piètre état de préservation des pollens (R.J. Mott, rapports palynologiques inédits de la Commission géologique du Canada). Dans les collines Cypress, Stalker et Mott (1972) ont décrit une flore kansienne à partir de laquelle ils ont pu reconstituer des prairies de plateaux, des forêts riveraines à *Salix*, *Acer negundo* et *Populus*, et des forêts à *Picea* et *Pinus*. Selon eux, le climat était probablement semblable au climat actuel, sinon un peu plus frais et plus humide. Les données polliniques disponibles ne permettent pas de décrire avec plus de précision les environnements pléistocènes du sud de l'Alberta. Même les données relatives au Wisconsinien supérieur et provenant de régions plus méridionales, aux États-Unis, sont peu nombreuses. De toute évidence, il reste beaucoup à faire avant d'obtenir un enregistrement pollinique détaillé pour la région.

Au total, 72 taxons vertébrés ont été identifiés dans ces coupes; la faune la plus ancienne est attribuée à un stade glaciaire du Nebraskien. Les gros mammifères dominent, ainsi que la faune la plus diversifiée (31 taxons), dans des dépôts que l'on croit dater du Sangamonien. En raison de la très grande mobilité de ces mammifères et de leur tolérance à un large éventail de conditions écologiques, leurs fossiles n'offrent qu'un intérêt paléo-écologique général. La variété des espèces de bovidés et d'équidés dans le sud de l'Alberta laisse supposer que les prairies ont persisté durant tout le Pléistocène. Toutefois, les faunes sangamoniennes contiennent des taxons dont l'aire est aujourd'hui disjointe, comme *Rangifer tarandus* (caribou), *Procyon lotor* (raton-laveur), *Odocoileus virginianus* (cerf de Virginie) et *Hemianchenia* sp. (lama des plaines). Le caribou a jadis fréquenté, d'après certains documents historiques, les Rocheuses du sud de l'Alberta (Soper, 1964); le cerf de Virginie et, plus rarement, le raton-laveur y vivent encore au fond des vallées boisées (Soper, 1964; Banfield, 1874), et le lama des plaines pourrait avoir trouvé un habitat hospitalier dans les prairies fraîches de l'Alberta. Donc, même si l'assemblage n'a pas d'équivalent actuel, il représente probablement un environnement semblable à celui d'aujourd'hui.

Si le corridor non englacé a servi de voie migratoire vers le sud aux espèces fauniques du Nord durant les glaciations, les deux régions devraient en principe afficher une très grande similitude faunistique. Même si les entrées sud et nord du corridor sont distantes de plus de 2 000 km et de 15 degrés de latitude, elles ont en commun 20 taxons de mammifères du Pléistocène supérieur (tableau 7-1).

Il est tentant d'attribuer cette similitude à des échanges effectués par le corridor. Toutefois, la plupart de ces espèces ont une grande tolérance écologique et vivent de nos jours bien au-delà des zones d'entrée du corridor. Certaines espèces ont disparu, de sorte que nous ne pouvons que spéculer sur leurs exigences écologiques. Par conséquent, le rôle qu'a pu jouer le corridor non englacé sur les migrations fauniques durant les glaciations demeure plutôt obscur.

Il subsiste encore bien des incertitudes au sujet de l'entrée du corridor située dans le sud de l'Alberta au Wisconsinien supérieur. Les limites glaciaires sont un sujet de controverses (Clayton et Moran, 1982; Moran et Clayton, 1983; Rutter, 1984; Klassen, 1989), et les sites de pollens fossiles les plus proches se trouvent à plus de 1 000 km au sud. Des pessières existaient dans les régions plus au sud durant le Wisconsinien supérieur, et une végétation de prairie sans arbres ne s'y est établie qu'un peu avant le début de l'Holocène, soit vers 11 ka (Wright, 1984). Mais déjà à cette époque, la pessière, avec tout son cortège d'insectes, s'était étendue vers le nord pour coloniser les régions nouvellement déglacées. Cette forêt a même empiété sur de vastes zones de sédiments glaciaires recouvrant des glaces stagnantes (Ritchie, 1976; Ashworth et Cvancara, 1983). À Moore Lake, en Alberta (site 15, fig. 7-5; ce chapitre, Anderson et al., 1989), l'épinette est d'abord apparue vers 11,3 ka (Schweger et al., 1981), à une époque où une forêt pionnière dominée par *Populus* existait plus loin à l'ouest, à Lofty Lake (site 14, fig. 7-5; Lichti-Federovich, 1979). Le pourcentage élevé de pollen non arboréen dans les profils polliniques et les spectres infrarouges des acides humiques provenant d'un paléosol daté à 10,2 ka, près de Robinson (site 23, fig. 7-5; Westgate, 1972) constituent les indices les plus anciens d'une végétation de prairie dans le sud de l'Alberta. Un écotone combinant la forêt boréale méridionale et la prairie a pu exister à l'est et peut-être au nord de ce site, comme l'indique l'analyse pollinique du site tardiglaciaire de Hafichuk, près de Moose Jaw, en Saskatchewan (Ritchie et DeVries, 1964).

Le corridor non englacé

Les données paléo-écologiques dont les âges sont les plus vieux dans le corridor non englacé proviennent de la coupe de Watino et de sites similaires le long de la rivière Smokey, dans le centre nord de l'Alberta (site 13, fig. 7-5). À Watino, des âges significatifs compris entre 43,5 et 27,4 ka couvrent un intervalle du Wisconsinien moyen caractérisé par une végétation ouverte, parsemée de conifères et abritant une faune invertébrée semblable à celle qui vit actuellement au centre de l'Alberta (Westgate et al., 1972). Les événements plus récents n'y sont pas enregistrés.

Plusieurs carottes datant du début du Wisconsinien supérieur ont été prélevées dans les lacs de l'ouest de l'Alberta et du nord-est de la Colombie-Britannique (White et al., 1979; Holloway et al., 1981); dans certains cas cependant, l'âge est aléatoirement surestimé en raison de la con-

Tableau 7-1. Faune de mammifères du Pléistocène supérieur, commune dans les profils de Medecine Hat en Alberta[1] et dans l'intérieur du Yukon[2].

Espèces existant actuellement dans le corridor non englacé	
Castor canadensis	Castor du Canada
Ondatra zibethicus	Rat musqué
Erethizon dorsatum	Porc-épic d'Amérique
Vulpes vulpes	Renard roux
Canis latrans	Coyote
Canis lupus	Loup
Lynx canadensis[3]	Lynx du Canada ou loup-cervier
Ovis canadensis[3]	Mouflon d'Amérique
Espèces existant actuellement au sud	
Mustela nigripes	Putois d'Amérique
Cervus canadensis	Wapiti
Espèces existant actuellement au nord	
Rangifer tarandus[3]	Caribou
Espèces éteintes	
Megalonyx sp.	Paresseux marcheur
Brachyprotoma obtusata?	Mouffette camuse
Canis dirus	Aenocyon
Smilodon fatalis	Smilodon
Felis leo atrox	Lion du Pléistocène
Mammuthus primigenius	Mammouth septentrional
Equus scotti	Cheval de Scott
Camelops hesternus	Chameau de l'ouest
Symbos cavifrons	Boeuf musqué des forêts

1 D'après Stalker et Churcher (1982)
2 D'après Harington (1978), Youngman (1986)
3 Connu dans les montagnes Rocheuses, dans le sud de l'Alberta

tamination par du charbon ou d'autres matériaux organiques radiométriquement « inactifs » (White, 1983; Hickman et al., 1984). Ce problème est fréquent dans les lacs situés dans la région du corridor.

Des diagrammes polliniques dont les âges ^{14}C n'ont apparemment pas été influencés par des matériaux organiques « inactifs » montrent l'existence d'une végétation de toundra dans le corridor non englacé au Wisconsinien supérieur. Par exemple, la palynozone basale de la tourbière Chalmers, au sud-ouest de Calgary (site 21, fig. 7-5) est datée à environ 18,7 ka et est dominée par des Graminées, par *Artemisia* et par des Cypéracées, accompagnées d'une variété d'herbacées (Mott et Jackson, 1982). L'influx pollinique, dont la valeur moyenne est de 350 grains/(cm^2.a), plaide en faveur de l'existence d'une végétation de toundra à cette époque. Vers 8,2 ka, des forêts de pins s'étaient déjà établies sur le site. À Yamnuska Bog, près de Calgary (MacDonald, 1982), une palynozone basale dominée par *Artemisia*, *Salix* et *Juniperus* est surmontée d'une palynozone (datée à 10 ka) dominée par l'épinette et le pin.

Le diagramme pollinique le plus complet provient du lac Goldeye, dans la région des contreforts des Rocheuses, près de Nordegg (site 19, fig. 7-5). Sept âges ^{14}C obtenus sur une carotte de 5,5 m mettent en évidence un profil pollinique des 24 derniers ka. Ce diagramme est divisé en quatre palynozones locales (fig. 7-7).

La zone basale, GL-1, est dominée par *Artemisia* et des Graminées et contient aussi du pollen d'une grande variété d'herbacées. Datée de >24 à 11,4 ka et caractérisée par un influx pollinique dont la moyenne est de 37 à 251 grains/(cm^2.a), cette zone représente une végétation de toundra éparse. Une augmentation du pollen de *Salix* à 15,5 ka, dans la zone GL-1, marque le début du réchauffement tardiglaciaire et de la déglaciation. La palynozone GL-2, dominée par *Betula* et *Populus*, est datée de 11,4 à 10,8 ka. *Picea* et *Alnus* dominent entre 10,8 et 7,8 ka dans la zone GL-3, après quoi une augmentation de la concentration de *Pinus* marque l'arrivée de la forêt boréale actuelle.

Le diagramme pollinique du lac Fairfax (site 18, fig. 7,5), un peu plus au nord, reproduit la séquence du lac Goldeye, tout comme celui du lac Gregg (site 17), situé dans un chenal fluvioglaciaire dans lequel la sédimentation a débuté peu après le début du retrait glaciaire dans la vallée de la rivière Athabasca.

Il est certain qu'au Wisconsinien supérieur, une toundra herbacée éparse occupait le corridor non englacé entre Chalmers Bog au sud (et présumément plus loin au sud) et le lac Gregg au nord. Un climat régional froid, venteux et aride devait caractériser le corridor, puisqu'il se trouvait entouré de glaciers qui y canalisaient de forts vents catabatiques du nord-est, et qu'il était coupé d'importantes sources d'humidité. Un réchauffement s'est amorcé vers 15,5 ka. Entre 11,5 et 10,5 ka, des forêts pionnières composées de *Populus* et de bouleaux se sont établies, et elles furent bientôt suivies de la forêt boréale comtemporaine.

Vers 11,3 ka, la sédimentation avait déjà débuté dans le bassin du lac Moore (500 m d'altitude), dans l'est de l'Alberta (site 15, fig. 7-5) (voir ce chapitre, Anderson et al., 1989, pour les profils du pollen et des diatomées). Une forêt à épinettes et à bouleaux occupait la région du lac Moore à 10,5 ka, alors que la région du lac Goldeye, 800 m plus haut, ne tolérait que des communautés de *Populus* et de bouleaux. Les pessières qui venaient de l'est et remontaient la pente ne se sont établies au lac Goldeye qu'un millénaire plus tard.

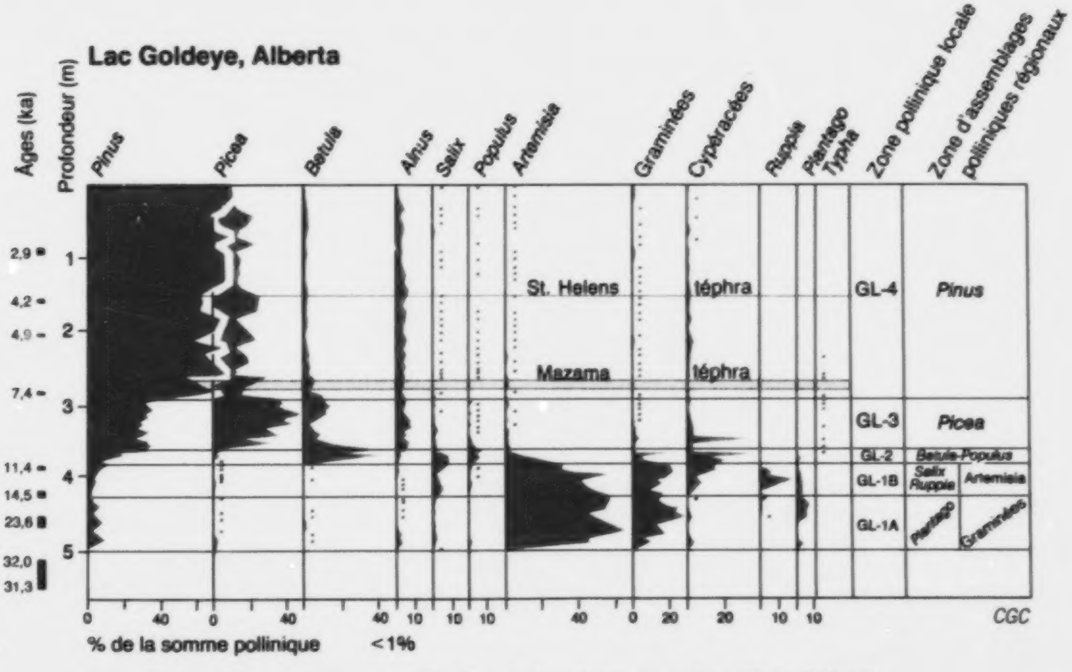


Figure 7-7. Diagramme pollinique du lac Goldeye, sud-ouest de l'Alberta.

Durant le maximum du Wisconsinien supérieur, le corridor non englacé dans la région du lac Goldeye se limitait à une bande étroite limitée par les Rocheuses à l'ouest et l'Inlandsis laurentidien à l'est (fig. 7-8). À 15,5 ka, s'est amorcé le retrait du front de l'Inlandsis laurentidien, ce qui a élargi le corridor vers l'est, mais non sans y laisser de vastes zones de moraines de désintégration bosselées et de glaces stagnantes enfouies sous une couverture de sédiments glaciaires. Dans la zone de glaces stagnantes, des étangs biologiquement productifs ont existé aux environs d'Edmonton (fig. 7-5) jusque vers 11 à 9 ka (Emerson, 1983). La pessière a progressivement envahi les sédiments glaciaires déposés sur les glaces stagnantes et s'est propagée rapidement vers le nord-ouest pour finalement remplacer la végétation pionnière installée au lac Goldeye; la pessière s'est finalement étendue jusqu'à la région de Calgary vers 10 ka (MacDonald, 1982). L'amincissement et la stagnation de l'Inlandsis laurentidien a entraîné la disparition de la barrière glaciaire dans l'Ouest du Canada, ce qui a mis un terme à l'existence du corridor non englacé à titre d'entité distincte.

Plusieurs sites dans la région du corridor sont caractérisés par des faunes mammifères du Rancholabrien (Pléistocène supérieur). Les graviers des terrasses de la rivière Bow, près du front des Rocheuses, contiennent une faune composée de *Camelops* cf. *hesternus* (chameau de l'Ouest), *Bison bison antiquus, Equus conversidens, Mammuthus* sp., *Cervus elaphus* (wapiti), *Rangifer tarandus* (caribou) et *Ovis* sp. (mouton), et datée entre 11 et 10 ka (Churcher, 1968, 1975; Wilson et Churcher, 1978). C'est fort probablement le type de faune qui aurait vécu dans une zone de végétation de forêt-parc (Wilson et Churcher, 1978). Des

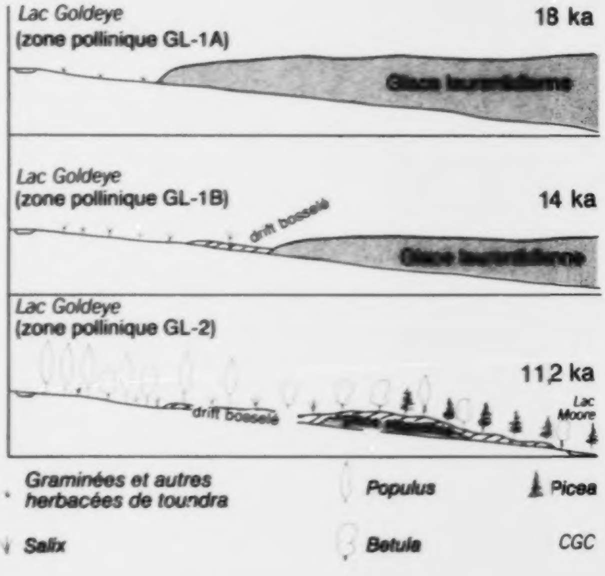


Figure 7-8. Schéma transversal du couloir non englacé entre les lacs Goldeye et Moore (sites 19 et 15 respectivement, figure 7-5), montrant les principales caractéristiques du paysage présumé à 18, 14 et 11,2 ka (voir aussi Anderson et al., 1989, pour un diagramme pollinique du lac Moore).

restes de vertébrés ont également été découverts dans la partie est de la région de la rivière de la Paix (Churcher et Wilson, 1979). Non loin du front des Rocheuses, des graviers déposés au début du postglaciaire contiennent *Mammuthus primigenius, Equus, Bison bison bison, Bison bison occidentalis, Bison bison athabascae,* un camélidé, *Cervus canadensis,* et *Ovis*. Cette faune suggère aussi un environnement de forêt-parc, semblable peut-être à celui que l'on trouve actuellement dans le sud et le centre de l'Alberta.

À peine quelques sites de vertébrés fossiles sont datés du maximum du Wisconsinien supérieur. Dans le sud de l'Alberta, la faune d'une caverne, comprenant *Microtus richardsoni* (campagnol de Richardson) et *Lemmus sibiricus* (lemming brun) (Burns, 1980, 1982), est âgée de 22 ka et représente probablement un environnement périglaciaire. Harington (1975) a signalé plusieurs spécimens pléistocènes de bœuf musqué (*Symbos*) en Alberta. L'un d'eux, découvert près de Fort Sakaskatchewan (site 16, fig. 7-5), comble une lacune de plus de 1 600 km entre les restes de *Symbos* de la Béringie orientale et ceux trouvés au sud de l'Inlandsis laurentidien; on a là des indices d'un lien possible ou d'une voie migratoire ancienne par un corridor non englacé. Toutefois, peu de restes de vertébrés ont été datés, de sorte qu'il est difficile de préciser le nombre de taxons de mammifères qui ont effectivement occupé et traversé le corridor. Il n'est donc pas possible de conclure, sur la foi du seul témoignage des fossiles de vertébrés, que le corridor non englacé ait pu constituer un milieu propice à de grandes populations d'ongulés. La toundra clairsemée qui y existait sous climat froid et aride n'a probablement accueilli que les espèces les plus robustes.

La paléo-écologie du corridor non englacé, la productivité de sa végétation et la nature de ses communautés de mammifères présentent un intérêt particulier pour les archéologues. Beaucoup sont d'avis que les premiers immigrants asiatiques ont utilisé le corridor après avoir franchi le pont continental de Béring, puis la Béringie orientale non englacée. Certains archéologues ont soutenu que des populations humaines vivaient dans le nord-ouest de l'Amérique du Nord avant le dernier épisode d'ouverture du corridor. Des ossements façonnés, notamment des éclats d'os de mammouth et des nucléi, ainsi que des coins en bois de cerf, un grattoir taillé dans un tibia, et les traces d'un site de dépeçage, témoignent d'une activité humaine au Wisconsinien moyen dans la région d'Old Crow, dans le nord du Yukon (fig. 7-5) (voir Nelson et al., 1986, pour de nouvelles datations de ces artefacts). Jopling et al. (1981) ont conclu à une présence humaine avant le Sangamonien, mais Morlan (1986), après réévaluation des données, croit désormais que les ossements façonnés par l'homme sont âgés d'au plus 40 ka (voir arrêt 27 in Morison et Smith, 1987). Quoiqu'il en soit, les ossements travaillés découverts dans la caverne Bluefish, près d'Old Crow (Cinq-Mars, 1979), mettent en évidence le fait que des hommes s'adonnaient à la chasse au Wisconsinien supérieur. Fait important à signaler, ces artefacts précèdent de plusieurs milliers d'années la date communément admise pour l'arrivée de populations en Amérique du Nord (Haynes, 1980), date basée sur l'âge des sites de la culture Clovis situés bien au sud du corridor.

La culture Clovis, caractérisée par ses pointes à cannelure basale, fait soudainement son apparition au sud de l'Inlandsis laurentidien juste avant 11 ka. Selon Haynes (1980), les peuplades de culture Clovis ont probablement migré vers le sud par le corridor non englacé. Par ailleurs,

plusieurs archéologues (Bryan, 1969; Bonnichsen et Young, 1980) prétendent que les peuples Clovis tirent leur origine de populations qui existaient déjà au sud des inlandsis; dans ce cas, ils auraient pénétré dans la région du corridor non englacé par le sud. Deux sites archéologiques datés, situés dans la partie méridionale du corridor, semblent corroborer cette hypothèse. Un abri sous roche près du lac Charlie, aux environs de Fort St. John (fig. 7-5), contenait des ossements de bison et des pointes cannelurées de type Clovis (Fladmark et Gilbert, 1984) datés à 10,5 ka. Le site est donc un peu plus récent que les sites Clovis trouvés au sud des inlandsis. Le site des lacs Vermillion (site 20, fig. 7-5) près de Banff, daté de 11,5 à 11 ka, contient de nombreux artefacts lithiques et une variété de restes animaux, notamment *Ovis canadensis catclawensis*, précurseur tardiglaciaire du mouflon d'Amérique (*Ovis canadensis*) dans les Rocheuses (Fedje, 1984). Le site du ruisseau Sibbald, dans les contreforts du sud de l'Alberta (site 22, fig. 7-5) contenait également des pointes cannelurées, mais sans autre précision stratigraphique ou chronologique (Gryba, 1983). Il faut donc être prudent quant au sens de la migration de la culture Clovis (ou des pointes cannelurées), vers le nord ou vers le sud, puisqu'il y a peu de données disponibles.

Certains ont prétendu que des peuplades occupaient le sud de l'Alberta dès 120 à 80 ka, et de nouveau vers 40 ka (Stalker, 1977); les ossements de « l'enfant de Taber », un élément-clé de l'argumentation en faveur d'une occupation ancienne, ont été récemment datés à l'Holocène supérieur. De l'avis de certains, les cailloux de chert esquillé, auxquels on a attribué un âge antérieur au Wisconsinien supérieur et sur lesquels s'appuie l'hypothèse d'une occupation humaine dès 40 ka, n'auraient pas été travaillés par l'homme.

Nos connaissances actuelles sur l'histoire du corridor et son environnement comportent trop d'incertitudes pour que nous hasardions d'autres hypothèses archéologiques sur son rôle possible dans l'histoire du peuplement de l'Amérique du Nord. Les recherches à venir devront s'efforcer de documenter l'évolution géologique du corridor non englacé au Wisconsinien supérieur et de démontrer, au moyen des méthodes paléo-écologiques appropriées, que ces zones non englacées étaient propices à l'occupation humaine.

Sommaire

Le corridor non englacé est depuis longtemps associé à l'histoire glaciaire de l'Ouest canadien. Son rôle dans la dissémination des espèces animales et végétales a souvent été préconisé à titre hypothétique, mais a rarement été vérifié. Dans les entrées nord et sud du corridor, des données stratigraphiques et paléontologiques détaillées couvrant presque tout le Pléistocène ont été obtenues; par contre, l'histoire précoce du corridor proprement dit demeure nébuleuse. Une meilleure compréhension de l'histoire du corridor au Wisconsinien supérieur est pourtant essentielle si l'on veut en évaluer le rôle dans le peuplement de l'Amérique du Nord. Les études accomplies jusqu'à maintenant révèlent qu'entre 24 et 11,4 ka, une végétation de toundra aride et froide occupait le corridor depuis la frontière internationale jusqu'à la vallée de la rivière Athabasca. Il y vivait peut-être des mammouths laineux, sûrement des lemmings, probablement aussi des chevaux, des caribous, des bisons, des chameaux et des moutons. À 15,5 ka, un changement floristique marque le début de la déglaciation. Vers 11,4 ka, âge qui coïncide aussi avec les indices archéologiques les plus anciens, des forêts pionnières de bouleau et de peuplier ou de tremble s'établissent dans la région des contreforts.

Pendant que les marges de l'Inlandsis laurentidien stagnent sur la bordure orientale du corridor, les dépôts glaciaires accumulés sur les glaces stagnantes sont colonisés par l'épinette et le peuplier. L'épinette poursuit son expansion et atteint éventuellement la partie supérieure des contreforts vers 11 ou 10 ka. À mesure que s'accroît la superficie du territoire nouvellement déglacé, le corridor cesse d'exister à titre d'entité spatiale et biologique, achevant ainsi ce qui n'est que le stade le plus récent de son histoire.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LES ENVIRONNEMENTS INTERGLACIAIRES

J.V. Matthews, Jr et T.W. Anderson

Presque tous les dossiers présentés dans ce chapitre reposent sur l'analyse pollinique de carottes de sédiments lacustres, ou encore font référence à des analyses de ce type. Le dossier qui est présenté ici diffère en ce sens que l'analyse palynologique porte sur des sédiments organiques qui affleurent dans des coupes situées sur les berges de rivières, dans des falaises littorales, dans des carrières et dans des gravières, à divers endroits dans la région de l'Atlantique canadien.

L'analyse palynologique de carottes de sédiments lacustres constitue habituellement la meilleure preuve de l'évolution de la paléoflore et du paléoclimat. Dans la plupart des carottes lacustres, il est possible de prélever des échantillons de sédiments à intervalles rapprochés et d'estimer les apports annuels de pollen par unité de surface. Cette méthode permet de contourner certains problèmes statistiques inhérents à l'expression des fluctuations polliniques en termes d'abondance relative (pourcentages). Toutefois, pour diverses raisons, ces données sur l'influx pollinique peuvent être non représentatives (Davis et Ford, 1982). Dans certains cas, la teneur en matières organiques des sédiments échantillonnés est trop faible pour se prêter à la datation au ^{14}C, laquelle est pourtant essentielle au calcul de l'influx pollinique annuel.

L'étude des sédiments lacustres se butte à un problème plus sérieux, en particulier au Canada: en effet, comme les glaciers ont recouvert presque tout le pays durant la dernière glaciation, les séquences polliniques dans les sédiments lacustres remontent rarement au-delà de 14 ka. On s'attendrait normalement à trouver des séquences beaucoup plus longues dans les régions non englacées du Canada, en Béringie orientale par exemple, et il y en a bien quelques-unes (Cwynar, 1982); toutefois, presque tous les bassins lacustres des régions non englacées du Nord canadien ont été le théâtre de processus thermokarstiques qui ont perturbé les profils. Des problèmes

Matthews, J.V., Jr. et Anderson, T.W.
1989: Considérations générales sur les environnements interglaciaires. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 7, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

analogues se posent dans les autres parties non englacées du Canada, même dans les régions qui ne sont libres de glace que depuis le Wisconsinien moyen (Anderson, 1983). Les longues séquences comme celles de Grande Pile ou des Échets en France (Woillard, 1978; DeBeaulieu et Reille, 1984) n'ont pas encore d'équivalent au Canada.

Pour recueillir des données sur les environnements au cours du dernier interglaciaire, nous devons nous résoudre à étudier les coupes comportant des lits organiques enfouis qui datent présumément de cette époque, ou encore des dépôts lacustres enfouis. Cette méthode comporte toutefois certains inconvénients. Les dépôts organiques enfouis sont habituellement caractérisés par des profils discontinus, parfois tronqués, où les fluctuations floristiques et fauniques sont très comprimées. De plus, ces sédiments sont souvent contaminés par du pollen resédimenté, ou encore contiennent une si grande quantité de pollen local (provenant habituellement des plantes aquatiques) que la végétation régionale en est masquée. Par ailleurs, ces dépôts ont aussi leurs avantages. Par exemple, ils renferment habituellement d'abondants macrofossiles, notamment des insectes, divers types de graines ou d'autres restes végétaux; beaucoup ont été déposés lors d'intervalles chronologiques qui ne sont pas représentés dans les carottes lacustres. Il est possible d'y échantillonner suffisamment de matières organiques afin de les soumettre à différentes méthodes de datation. Enfin, on peut habituellement les retrouver d'une coupe à une autre, de telle sorte que datations et corrélations peuvent souvent être effectuées indépendamment du contenu en fossiles, ce qui permet d'éviter les raisonnements circulaires. Lorsque divers faciès organiques peuvent être mis en corrélation, les fossiles qu'ils contiennent fournissent des renseignements précieux sur différents types de biotopes qui étaient alors en existence. Dans le Nord, les dépôts organiques permettent souvent d'identifier des structures qui mettent en évidence l'instauration ou la dégradation de pergélisols anciens.

Il existe des dépôts organiques enfouis d'âge présumément interglaciaire à divers endroits dans la région de l'Atlantique. Souvent, ils sont associés à des indicateurs d'anciens rivages marins; il est alors possible de circonscrire les interactions et les liens entre les milieux marins et terrestres durant le dernier interglaciaire (Ruddiman et McIntyre, 1979, 1981). Si le dossier de Mott s'intéresse surtout au pollen fossile, plusieurs coupes étudiées contiennent également des macrorestes végétaux et des insectes fossiles (Prest et al., 1976; J.V. Matthews, Jr et A.V. Morgan, rapports inédits, 1984). Donc, comme pour la plupart des dossiers présentés dans ce chapitre, celui de Mott est simplement un rapport d'étape dans le cadre d'un programme de recherche dont l'objet s'élargit constamment.

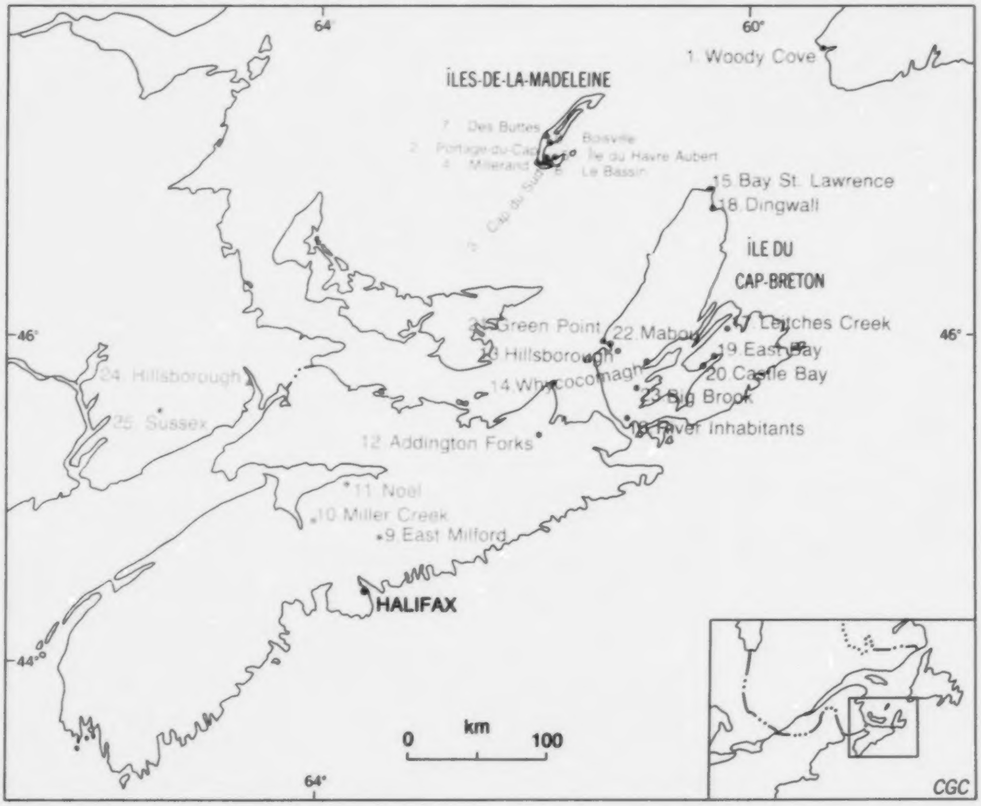


Figure 7-9. Localisation des sites organiques enfouis de la région de l'Atlantique (voir tableau 7-2) et des autres sites mentionnés dans le texte.

PALÉO-ENVIRONNEMENTS DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR DANS L'ATLANTIQUE CANADIEN

R.J. Mott

Introduction

L'existence de dépôts organiques enfouis dans la région de l'Atlantique a été constatée la première fois par Dawson (1855), près de la rivière Inhabitants, sur l'île du Cap-Breton. Il existe dans la région de nombreux dépôts antérieurs au Wisconsinien supérieur et la plupart sont situés en Nouvelle-Écosse, notamment sur l'île du Cap Breton (fig. 7-9). Plusieurs sites ont récemment été découverts aux îles de la Madeleine, au Québec; deux ont été observés au Nouveau-Brunswick et un autre a été étudié à Terre-Neuve; par contre, jusqu'en 1984, aucun dépôt organique enfoui n'avait été encore découvert à l'Île-du-Prince-Édouard.

L'étude palynologique des dépôts organiques enfouis dans l'Atlantique canadien a commencé il y a une trentaine d'années, lorsque L.R. Wilson (in Flint et Rubin, 1955) a produit un rapport d'analyse préliminaire au sujet d'un dépôt situé près de Hillsborough, en Nouvelle-Écosse.

Cette étude a été suivie d'un rapport sur la palynologie de quatre sites de l'île du Cap-Breton (Mott et Prest, 1967). Livingstone (1968) a étudié l'un de ces sites, celui de Hillsborough, à peu près en même temps. Depuis, les recherches se sont multipliées (Mott, 1971; Prest et al., 1976; Mott et al., 1982; Vernal, 1983; Vernal et al., 1983, 1984; Mott et Grant, 1984, 1985; Vernal et Mott, 1986), et un fort volume de données non publiées est maintenant disponible aussi. Nous nous proposons ici de discuter des résultats des études paléo-écologiques effectuées jusqu'à maintenant, d'interrelier les différents sites et de les situer dans leur contexte stratigraphique régional, et enfin de décrire les différents paléo-milieux qui se sont succédés durant le dernier interglaciaire (Sangamonien) dans la région de l'Atlantique.

Cadre stratigraphique régional

Le cadre stratigraphique du Quaternaire des provinces de l'Atlantique est complexe. Il a été établi par Grant (1989) et Grant et King (1984), à partir des séquences sédimentaires continentales et marines, puis comparé à la stratigraphie isotopique marine, laquelle a une valeur de référence mondialement reconnue pour la corrélation des événements climatiques du Pléistocène supérieur. Les dépôts quaternaires semblent représenter trois grandes périodes: une période antérieure au dernier interglaciaire (étage 6 ou avant); une autre qui correspond au dernier interglaciaire (étage 5); et une dernière qui embrasse toute la glaciation du Wisconsinien (étages 4, 3 et 2).

Mott, R.J.
1989: Paléo-environnements du Pléistocène supérieur dans l'Atlantique canadien. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 7, sous la direction R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Les chercheurs de l'Átlantique canadien considèrent que le dernier interglaciaire, ou Sangamonien, couvre tout l'étage 5 de la stratigraphie isotopique, période complexe de près de 50 ka et comprise entre 128 ka et 75 ka (Grant et King, 1984). Certaines phases de cette période ont été aussi chaudes, sinon plus, que la période actuelle; d'autres ont été plus froides, et mêmes « glaciaires » dans certains cas.

Dans leur ensemble, les sites de la région ont plusieurs caractéristiques communes. Des dépôts non glaciaires (organiques dans bien des cas) reposent invariablement sous un ou des tills de la dernière glaciation (Wisconsin) et surmontent un till ou le substratum rocheux. Dans certaines régions côtières, le substratum sous-tend une plate-forme légèrement élevée qui s'est vraisemblablement formée durant l'étage 5e de la stratigraphie isotopique, quand le niveau marin s'est maintenu à un niveau légèrement supérieur à l'actuel pendant un certain temps. À certains endroits, la plate-forme marine est entaillée par une banquette moins élevée, mais tout de même au-dessus du niveau actuel de la mer, qui pourrait correspondre à l'étage 5c ou 5a.

Végétation actuelle

Les forêts de la région de l'Atlantique sont très variées. Les classifications établies par Rowe (1972) et Loucks (1962) donnent un aperçu des types de couverts forestiers dans la région (fig. 7-10).

L'épinette noire (*Picea mariana*), l'épinette blanche (*P. glauca*) et le sapin baumier (*Abies balsamea*) sont les espèces caractéristiques des forêts du sud-ouest de Terre-Neuve, des hautes-terres du Nouveau-Brunswick et de l'île du Cap-Breton, des côtes de la baie de Fundy et de l'Atlantique, et des îles de la Madeleine. Des éricacées sont associées aux conifères à Terre-Neuve et sur le plateau du Cap-Breton; dans les hautes terres et aux îles de la Madeleine, le bouleau à papier (*Betula papyrifera*) est abondant, tandis que sur les côtes de la baie de Fundy, l'épinette rouge (*Picea rubens*) est une espèce communément associée.

Des forêts de conifères dans lesquelles l'épinette rouge et la pruche (*Tsuga canadensis*) atteignent leur abondance maximale existent partout dans les basses terres maritimes de l'est du Nouveau-Brunswick et de la Nouvelle-Écosse, dans presque toute l'Île-du-Prince-Édouard, et à basse altitude dans la péninsule de la Nouvelle-Écosse. Le sapin baumier, le pin blanc (*Pinus strobus*), et l'érable rouge (*Acer rubrum*) sont les espèces habituellement associées, tandis que le hêtre (*Fagus grandifolia*), l'érable à sucre (*Acer saccharum*), et le bouleau jaune (*Betula alleghaniensis*) dominent sur certains sites propices.

Des forêts à prédominance de feuillus et constituées d'érables à sucre, de bouleaux jaunes et de hêtres accompagnés de sapins baumiers, d'épinettes blanches, d'épinettes rouges et d'érables rouges sont communes dans les hautes terres de la Nouvelle-Écosse et du Nouveau-Brunswick et dans certaines parties de l'Île-du-Prince-Édouard. À plus basse altitude, les feuillus sont associés au pin blanc et à la pruche.

Les peuplements constitués presque exclusivement de feuillus ne sont présents que dans le centre de la vallée de la rivière Saint-Jean, où dominent l'érable à sucre et le hêtre, accompagnés de frêne blanc (*Fraxinus americana*),

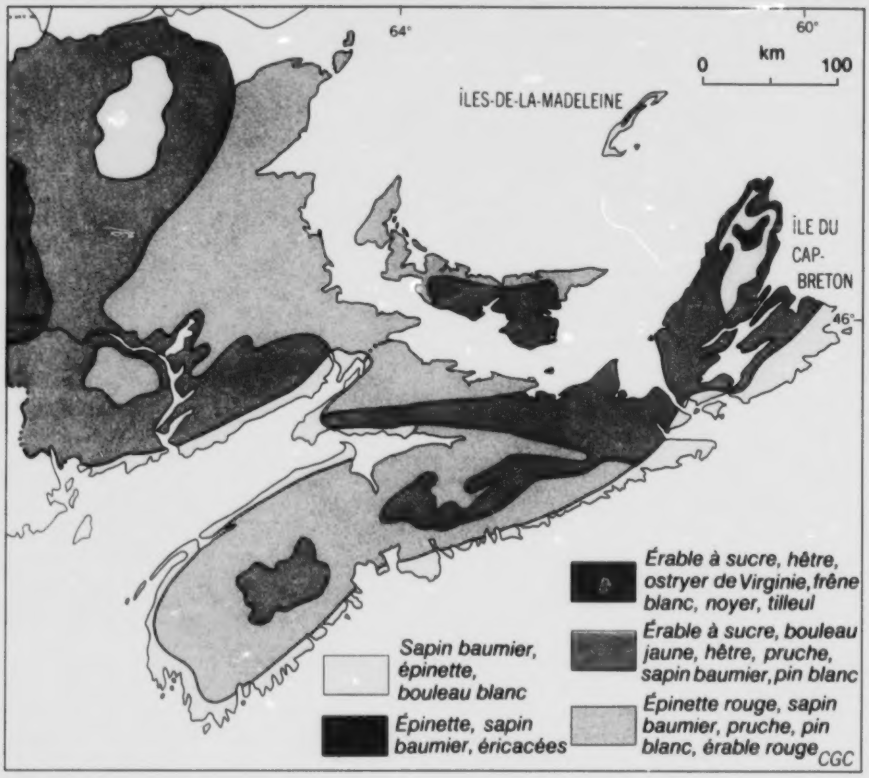


Figure 7-10. Zones végétales actuelles de la région de l'Atlantique (d'après Rowe, 1972 et Loucks, 1962).

d'ostryer de Virginie (*Ostrya virginiana*), de tilleul d'Amérique (*Tilia americana*) et de noyer cendré (*Juglans cinerea*).

Chronologie

Les âges ^{14}C obtenus sont énumérés au tableau 7-2. Presque tous les matériaux datés sont au-delà des limites de la méthode, et les quelques âges significatifs disponibles sont de validité discutable, et ce pour trois raisons: premièrement, des âges non significatifs ont été obtenus pour le même dépôt; deuxièmenent, la fiabilité de certains des matériaux datés est contestable; troisièmement, les implications paléo-écologiques des données palynologiques sont incompatibles avec les âges obtenus.

Des morceaux de bois prélevés à quelques-uns des sites ont fait l'objet d'analyses des rapports d'acides aminés (N.W. Rutter, Université de l'Alberta, Edmonton, comm. pers., 1985). En règle générale, les rapports de l'acide aspartique ne permettent pas d'obtenir des résultats définitifs; dans certains cas, ils couvrent un large éventail d'âges, tandis que les analyses polliniques suggèrent plutôt un court intervalle temporel. Un des échantillons de bois, attribué à un interglaciaire sur la foi des analyses polliniques, a donné des rapports comparables à ceux obtenus sur du bois postglaciaire. Peut-être faut-il en conclure que les dépôts organiques enfouis appartiennent pour la plupart à un même intervalle non glaciaire prolongé (Grant et King, 1984).

Il semble que les datations U-Th sur le bois permettent d'établir l'âge des dépôts avec plus de précision (Vernal et al., 1984, Causse et al., 1984). Cependant, les échantillons proviennent d'un nombre restreint de sites (tableau 7-2), et la fiabilité de la méthode reste à établir. Le lessivage de l'uranium et l'enrichissemet secondaire en uranium et en thorium constituent des sources d'erreur non négligeables. La présence de ^{232}Th est un indice de contamination par enrichissement secondaire. Donc, les échantillons dont la teneur en ^{232}Th est faible et dont les rapports $^{230}Th/^{232}Th$ sont élevés ($>3{,}0$) sont jugés les plus fiables. Même dans ce cas, tous les âges devraient probablement être considérés comme des âges minimaux. Les âges les plus fiables semblent indiquer trois périodes distinctes de sédimentation organique, la première se situant vers 126 à 100 ka, la deuxième vers 85 ka et la troisième entre 60 et 47 ka.

Figure 7-11. Diagrammes polliniques abrégés de sites représentatifs: (a) anse Woody (d'après Brookes et al., 1982); (b) coupe d'East Bay (d'après Vernal et al., 1984); (c) coupe de Castle Bay (d'après Vernal et al., 1984); (d) Portage-du-Cap (d'après Prest et al., 1976); (e) East Milford (d'après Mott et al., 1982); (f) Le Bassin (d'après Mott et Grant, 1985); (g) Addington Forks (d'après Mott et Grant, 1985); (h) baie St. Lawrence (d'après Vernal et al., 1983).

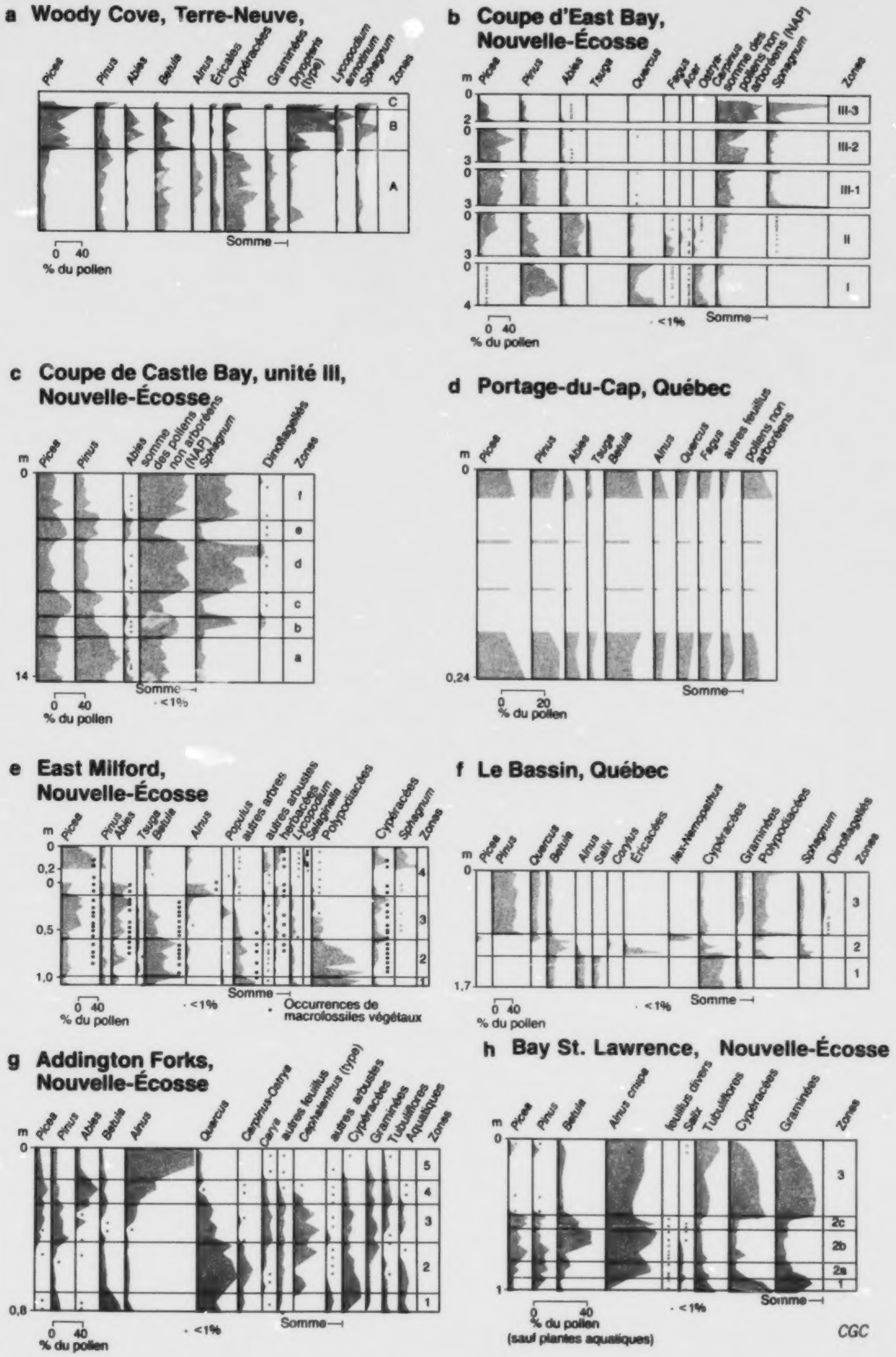

a Woody Cove, Terre-Neuve,
Picea
Pinus
Abies
Betula
Alnus
Éricales
Cypéracées
Graminées
Dryopteris (type)
Lycopodium annotinum
Sphagnum
Zones
C
B
A
Somme
0 40
% du pollen
b Coupe d'East Bay, Nouvelle-Écosse
m
Picea
Pinus
Abies
Tsuga
Quercus
Fagus
Acer
Ostrya-Carpinus
somme des pollens non arboréens (NAP)
Sphagnum
Zones
III-3
III-2
III-1
II
I
· <1%
Somme
0 40
% du pollen
c Coupe de Castle Bay, unité III, Nouvelle-Écosse
m
Picea
Pinus
Abies
somme des pollens non arboréens (NAP)
Sphagnum
Dinoflagellés
Zones
f
e
d
c
b
a
14
Somme
· <1%
0 40
% du pollen
d Portage-du-Cap, Québec
m
Picea
Pinus
Abies
Tsuga
Betula
Alnus
Quercus
Fagus
autres feuillus
pollens non arboréens
0,24
Somme
0 20
% du pollen
e East Milford, Nouvelle-Écosse
m
Picea
Pinus
Abies
Tsuga
Betula
Alnus
Populus
autres arbres
autres arbustes
herbacées
Lycopodium
Selaginella
Polypodiacées
Cypéracées
Sphagnum
Zones
0,2
0,5
1,0
4
3
2
1
Somme
0 40
% du pollen
· <1%
• Occurrences de macrofossiles végétaux
f Le Bassin, Québec
m
Picea
Pinus
Quercus
Betula
Alnus
Salix
Corylus
Éricacées
Ilex-Nemopanthus
Cypéracées
Graminées
Polypodiacées
Sphagnum
Dinoflagellés
Zones
3
2
1
1,7
· <1%
Somme
0 40
% du pollen
g Addington Forks, Nouvelle-Écosse
m
Picea
Pinus
Abies
Betula
Alnus
Quercus
Carpinus-Ostrya
Carya
autres feuillus
Cephalanthus (type)
autres arbustes
Cypéracées
Graminées
Tubuliflores
Aquatiques
Zones
5
4
3
2
1
0,8
0 40
% du pollen
· <1%
Somme
h Bay St. Lawrence, Nouvelle-Écosse
m
Picea
Pinus
Betula
Alnus crispa
feuillus divers
Salix
Tubuliflores
Cypéracées
Graminées
Zones
3
2c
2b
2a
1
0 40
% du pollen (sauf plantes aquatiques)
· <1%
Somme
CGC

Tableau 7-2. Sites, stratigraphie, dates, et paléo-écologie des régions atlantiques du Canada.

Désignation des sites (cf. fig. 7-9)	Type de site	Stratigraphie	Âges (matériel daté) ^{14}C et Th/U*	Paléo-écologie	Étage isotopique	Références
TERRE-NEUVE Anse Woody (site 1)	Falaise littorale (karst)	Sable, silt, argile lacustres et marins, sous des sédiments fluvio-glaciaires (détails dans le texte)	>40 000 (I-10203; *Abies balsamea*)	Pollen : cycle de toundra/boréal/toundra (fig. 7-11a) Climat : aussi chaud ou plus chaud qu'actuellement	5e	Brookes et al., 1982
QUÉBEC Portage-du-Cap (site 2)	Gravière	Lentille organique interstratifiée avec des sables et silts sous un diamicton (détails dans le texte)	>35 000 (BGS-259; débris organiques) >38 000 (GSC-2313; *Abies balsamea*)	Pollen : *Picea, Pinus, Abies, Betula, Fagus* (fig. 7-11d) Macrofossiles : plantes existant dans la région Coléoptères et diatomées : certains taxons ont actuellement des affinités plus méridionales Climat : aussi chaud ou plus chaud qu'actuellement	5c	Prest et al., 1976; Lowdon et Blake, 1978
Cap du Sud (site 3)	Falaise littorale	Sable avec minces couches de tourbe sur la roche en place	>38 000 (GSC-3413,tourbe)	Pollen : Graminées, *Betula*, avec *Alnus, Salix, Picea, Pinus* Climat : plus froid qu'à Portage-du-Cap	5a?	
Millerand (site 4)	Falaise littorale	Sediments organiques dans du sable sur la roche en place	>46 000 (GSC-3631; bois)	Pas encore étudié en 1984	5a?	
Île du Havre Aubert (site 5)	Falaise littorale	Tourbe ligneuse sur du gravier et la roche en place, sous un till?	>47 000 (CGC-3633, bois)	Pas encore étudié en 1984	5a?	
Le Bassin (site 6)	Littoral d'une lagune	Tourbe surmontée d'argile et de till et reposant sur des silts et sables laminés (détails dans le texte)	>46 000 (CGC-3623; *Pinus strobus*) *101 700 $^{+17\,000}_{-14\,200}$ (UQT-182; *Pinus strobus*) *106 400 $^{+8400}_{-8000}$ (UQT-183; *Pinus strobus*) *89 400 $^{+8000}_{-7100}$ (UQT-184; *Pinus strobus*)	Pollen : toundra arbustive/forêt boréale de conifères/forêt de pin blanc-feuillus (fig. 7-11f) Macrofossiles : bois : *Pinus strobus* Diatomées : dulçaquicoles à marines Climat : plus chaud qu'actuellement	5e	
Des Buttes (site 7)	Gravière	Niveaux organiques dans un sable/silt surmonté d'un diamicton		Pas encore étudié en 1984	?	
Boisville (site 8)	Gravière	Niveaux organiques dans un sable/silt surmonté d'un diamicton		Pas encore étudié en 1984	?	
NOUVELLE-ÉCOSSE East Milford (site 9)	Carrière de gypse Karst	Tourbe, argile organique et argile recouvrant un diamicton et la roche en place et surmontees de tills (détails dans le texte)	>33 800 (GSC-33; Bois) >50 000 (GSC-1642; *Larix laricina*) *84 900 $^{+6500}_{-6100}$ (UQT-185; *Abies balsamea*) *84 200 $^{+11\,300}_{-10\,100}$ (UQT-186; *Abies balsamea*)	Pollen : feuillus thermophiles, *Fagus/Betula/Abies/Picea, Alnus* (fig. 7-11e) Macrofossiles : graines, coléoptères Climat : interglaciaire chaud suivi d'un tendance au refroidissement	5c	Prest, 1970; Mott et al., 1982
Miller Creek (site 10)	Carrière de gypse Karst	Tourbe entre des unités argileuses, au-dessus et au-dessous de tills	33 200 ± 2000 (I-3237) >52 000 (GSC-2694; *Pinus banksiana*)	Pollen : *Pinus banksiana*, un peu de *Picea*, taxons feuillus	5a?	MacNeill, 1969; Stea et Hemsworth, 1979
Forage Noel (site 11)	Forage	20 m de silt organique resédimenté, au-dessus et au-dessous de tills		Pollen : spectres boréaux uniformes de *Picea* et *Pinus* Climat : boréal froid	5a?	R. Stea, communication personnelle, 1983

Tableau 7-2.

Désignation des sites (cf. fig. 7-9)	Type de site	Stratigraphie	Âges (matériel daté) ^{14}C et Th/U*	Paléo-écologie	Étage isotopique	Références
Addington Forks (site 12)	Tranchée de route	Bande tourbeuse dans une unité silteuse et sableuse entre des tills (détails dans le texte)	33 700 $^{+2300}/_{-1900}$ (I-3236) >42 000 (GSC-1598; *Juniperus*)	Pollen : spectres uniformes d'espèces boréales et de feuillus/*Abies*, *Picea* (fig. 7-11g) Climat : interglaciaire déclinant jusqu'à boréal frais	5e	MacNeill, 1969; Lowdon et Blake, 1973
Hillsborough (site 13)	Tranchée de route Karst	Tourbe compacte et argile silteuse organique au-dessus des graviers et au-dessous d'un till	>40 000 (W-157; *Picea*) >51 000 (GSC-570; *Abies balsamea*)	Pollen : *Abies*, *Alnus/Picea* Climat : boréal frais	5a?	Flint et Rubin, 1955; Mott et Prest, 1967; Livingstone, 1968
Whycocomagh (site 14)	Tranchée de route	Silt et argile organiques entre des tills	>44 000 (GSC-290; *Larix laricina*)	Pollen : succession *Abies/Picea/Alnus* Climat : boréal frais	5a/	Mott et Prest, 1967
Baie St. Lawrence (site 15)	Falaise littorale	Séquence de graviers colluviaux avec un lit tourbeux inférieur et une unité silto-argileuse supérieure contenant de la matière organique; la séquence repose sur une banquette littorale taillée dans la roche en place (détails dans le texte)	>38 800 (GSC-283; *Larix laricina*) 44 200 ± 820 (GSC-3636, *Larix laricina*) >48 000 (GSC-3864; *Picea*) *47 000 $^{+4700}/_{-4300}$ (UQT-178, *Larix laricina*)	Pollen : silt supérieur-taxons de toundra et de toundra forestière, avec assemblage remanié de feuillus mixtes/thermophiles;tourbe inférieure-toundra herbacée/toundra arbustive-arborée/toundra herbacée (fig. 7-11h) Microfossiles : silt supérieur-diatomées et dinoflagellés marins d'eau profonde et dinoflagellés Climat : tourbe-boréal frais; silt supérieur-toundra	4/3	Mott et Prest, 1967; Guilbault, 1982; Vernal, 1983; Vernal et al., 1983
R. Inhabitants (site 16)	Berge de rivière	Silts organiques intercalés et graviers colluviaux sous du gravier et du till	>49 000 (GSC-1406-2, *Picea*)	Pollen : *Picea*, *Alnus*, *Pinus*, *Betula*, *Abies* Macrofossiles : bois: *Alnus*, *Picea*, *Abies* Climat : boréal frais	5a/4?	Dawson, 1855; Grant, 1971; Mott, 1971
Laitches Cr. (site 17)	Forage	Deux unités organiques séparées par un till; tills au-dessus et au-dessous	>52 000 (GSC-2678; tourbe)	Pollen : *Picea*, *Abies/Alnus*, *Betula*, Cypéracées; les deux unités sont similaires Climat : boréal frais	5a?	R. Stea, communication personnelle, 1983
Dingwall (site 18)	Falaise littorale	Silt organique, caillouteux surmontant un till dans une dépression karstique; peut-être recouvert par un till	32 700 ± 560 (GSC-3381; *Picea*) >39 000 (GSC-3417; *Picea/Larix*) >48 000 (GSC-3541; *Picea*)	Pollen : *Picea*, un peu d'*Alnus* Macrofossiles : bois: *Salix* Climat : boréal frais	5a?	
East Bay (site 19)	Falaise littorale	Trois unités organiques interstratifiées avec des graviers et sous-jacentes à un till; subsidence karstique (détails dans le texte)	>50 000 (GSC-3861; *Juniperus*) >49 000 (GSC-3871; *Tsuga canadensis*) >50 000 (GSC-3878; *Picea*) *106 800 $^{+9600}/_{-8600}$ (UQT-108; *Pinus strobus*) *86 900 +6000/-5700 (UQT-109, *Tsuga canadensis*) *60 800 +5100/-5000 (UQT-179; *Juniperus*) *50 200 ± 5000 (UQT-188, *Picea*) *126 400 $^{+15\,000}/_{-12\,800}$ (UQT-175; bois) *123 400 $^{+30\,000}/_{-23\,400}$ (UQT-176, bois) *62 100 $^{+5000}/_{-4600}$ (UQT-177, *Picea*) *98 700 ± 10 500 (UQT-227; bois)	Pollen : (fig. 7-11b) unité I-*Pinus strobus/Quercus*. Unité II-*Fagus*, *Tsuga/Abies/Picea*. Unité III-*Picea*, *Pinus*, *Abies*, pollen non arboréen Macrofossiles : bois: Unité I-*Juniperus*, *Pinus strobus* Unité II-*Tsuga canadensis* Unité III-*Picea* sp. Climat : Unité I-plus chaud qu'actuellement; Unité II-semblable aux conditions actuelles, suivi d'un refroidissement; Unité III-boréal frais à toundra froide	5e 5c/b 5a/4/3	Occhietti et al, 1984; Vernal et al., 1984

Tableau 7-2. Sites, stratigraphie, dates, et paléo-écologie des régions atlantiques du Canada.

Désignation des sites (cf. fig. 7-9)	Type de site	Stratigraphie	Âges (matériel daté) ^{14}C et Th/U*	Paléo-écologie	Étage isotopique	Références
Castle Bay (site 20)	Falaise littorale	Silt organique d'eau douce recouvrant un gravier induré, et recouvert par des silts laminés, marins et d'eau douce et des sables deltaïques; un till coiffe la séquence (détails dans le texte)	>42 000 (GSC-1577; silt organique) >52 000 (GSC-1619; *Picea-Larix*?)	Pollen : alternances de forêt boréale et de toundra forestière, spectre se rapprochant progressivement vers le haut d'une toundra (fig. 7-11c) Climat : boréal frais à toundra froide	5a/4 3	Grant, 1972; Lortie et al., 1984; Occhietti et al., 1984; Vernal et al., 1984
Green Point (site 21)	Falaise littorale	Silt organique ligneux recouvrant des graviers blocailleux et recouvert par un ou plusieurs tills	>53 000 (GSC-3220; *Juniperus*) *117 400 $^{+10\,000}_{-8800}$ (UQT-181, *Juniperus*)	Pollen : *Pinus strobus*, *Quercus*, spectre de feuillus mixtes Macrofossiles : bois : *Pinus strobus*, *Juniperus*, *Fraxinus*, *Carya* Climat : interglaciaire chaud	5e	Grant et King, 1984
Mabou (site 22)	Tranchée de route et gravière	Lentilles de tourbe dans une argile silteuse Graviers fluvioglaciaires et till	>53 000 (GSC-3317; *Abies balsamea*)	Pollen : *Alnus*, *Betula*, *Picea*, *Abies*, un peu de pollen non arboréen Climat : boréal frais	5a?	
Big Brook (site 23)	Carrière de gypse	Complexe de deux tills avec sédiments organiques, déformés par glaciotectonique, entre des tills et au-dessous de tills	>49 000 (GSC-3289; *Picea*) 36 200 ± 1280 (GSC-3206, silt organique) >52 000 (GSC-3880, *Picea*)	Pollen : spectre dominé par *Picea* ou *Alnus*-*Picea* Climat : boréal frais	5a?	
NOUVEAU-BRUNSWICK Hillsborough (site 24)	Excavation Karst	Ossement de Mastodontes, coprolites, et tourbe à l'intérieur et au-dessous de l'argile; détails non connus	13 600 ± 200 (GSC-1222; ossements) >43 000 (GSC-1680; tourbe) 37 300 ± 1310 (GSC-2469; coprolite) 51 500 ± 1270 (GSC-2460; matrice coprolitique)	Pollen : *Picea*, *Pinus* dissemblable aux spectres de la période tardiglaciaire et holocène; semblable aux spectres caractérisant les sédiments plus anciens Climat : boréal frais	?	Grant et King, 1984; Blake, 1983
Sussex (site 25)	Gravière	Niveaux de silt organique à la base d'un till recouvrant des graviers; perturbations glaciotectoniques	>35 000 (BGS-806; silt organique)	Pas encore étudié en 1984	?	Rampton et al., 1984

Résultats palynologiques

Le tableau 7-2 énumère tous les sites où des données palynologiques sont disponibles, et présente pour chacun les données les plus essentielles. Seuls les sites qui sont représentatifs de diverses régions géographiques ou dont les spectres couvrent des intervalles distincts seront décrits plus en détail.

Terre-Neuve. La coupe de l'anse Woody (site 1, fig. 7-9) contient les seuls dépôts interglaciaires connus à Terre-Neuve. Près de Codroy, la falaise littorale entaille une doline qui contient des sables lacustres et marins ainsi que des lamines argilo-silteuses reposant sur des colluvions et sous des dépôts fluvio-glaciaires (Brookes et al., 1982).

Du bois de sapin baumier (*Abies balsamea*) provenant d'un horizon organique de sables marins a un âge ^{14}C de >40 000 BP (I-10203). La palynologie met en évidence le passage progressif de la toundra à la forêt boréale, suivi d'un retour à la toundra, ce qui correspond à un seul cycle climatique. Les spectres de *Picea, Abies, Pinus* et *Betula* sont caractéristiques de la forêt boréale (fig. 7-11) et révèlent que le climat était aussi chaud, sinon davantage, que le climat actuel. Selon Brookes et al. (1982), cet intervalle correspondrait à l'Interglaciaire sangamonien et les sédiments sus-jacents, d'origine glaciaire, seraient d'âge wisconsinien inférieur.

Québec (îles de la Madeleine). Deux sites importants, très rapprochés l'un de l'autre, sont situés sur l'île du Havre Aubert, aux îles de la Madeleine. La coupe du Bassin (site 6, fig. 7-9), à l'extrémité ouest de la lagune Le Bassin, contient des sables et silts laminés au niveau actuel de la mer et plus bas; l'unité silto-sableuse est recouverte d'un lit de tourbe compacte de 20 cm d'épaisseur, surmonté de 20 cm d'argile grise à niveaux organiques et d'environ 65 cm d'argile silteuse grise. Du sable brun jaunâtre et un till rouge pourpre coiffent la séquence. À la base de l'unité tourbeuse, les spectres polliniques sont dominés par *Betula*, des pollens non arboréens et *Sphagnum* (fig. 7-11f); vers le haut, ces taxons sont remplacés par *Picea*/*Betula*, puis par *Pinus strobus* et des feuillus mélangés, ces derniers se poursuivant dans l'unité argileuse sus-jacente. La présence de diatomées dans l'argile (S. Lichti-Federovich, Commission géologique au Canada, comm. pers., 1983) suggère qu'elle a été déposée en milieu littoral marin et, par conséquent, que le niveau de la mer était plus élevé que le niveau actuel. Les échantillons de bois prélevés dans la tourbe ont un âge ^{14}C de >46 000 BP (GSC-3623) et des âges U-Th de 101,7 ka (UQT-182), de 106,4 ka (UQT-183) et de 89,4 ka (UQT-184; Causse et Hillaire-Marcel, 1986). Les datations, le contenu pollinique et la stratigraphie suggèrent que le site représente le début de la phase de réchauffement de l'Interglaciaire sangamonien (Mott et Grant, 1985).

La coupe de Portage-du-Cap (site 2, fig. 7-9) est située dans une gravière, à 13 m d'altitude. Les sédiments organiques et le bois d'un sapin baumier y ont des âges ^{14}C de >35 000 BP (BGS-259) et de >38 000 BP (GSC-2313) respectivement; ces sédiments organiques sont interstratifiés avec du sable, du silt et de l'argile et sont surmontés d'un diamicton sableux rouge (Prest et al., 1976). D'après les macrofossiles et les diatomées, les dépôts organiques ont une origine intertidale. Les spectres polliniques du lit organique sont dominés par *Picea, Pinus* et *Betula*, accompagnés de *Quercus, Abies, Fagus* et *Alnus*, et contiennent de faibles pourcentages de genres décidus thermophiles comme *Ulmus, Carya, Tilia* et *Acer* (fig. 7-11d). Les données polliniques indiquent un climat plus chaud que le climat actuel, ce que corroborent les diatomées et plusieurs types de macrofossiles (Prest et al., 1976). Il est donc indiscutable que l'horizon organique s'est déposé en milieu interglaciaire.

Péninsule de la Nouvelle-Écosse. L'excavation du mort-terrain à la carrière de gypse de la *National Gypsum Company* à East Milford a exposé à plusieurs endroits des lits organiques (East Milford, site 9, fig. 7-9). W. Take, dans le cadre d'une première étude des macrofossiles provenant de l'une des dépressions karstiques (Prest, 1970), a conclu à la présence de sédiments glaciaires et interglaciaires remontant à la Glaciation du Kansien. Du bois prélevé au même endroit a été daté à >33 800 BP (GSC-33). Le site original étudié par Take n'existe plus comme tel, mais l'étude et la datation de certains des matériaux organiques conservés au Musée de la Nouvelle-Écosse révèlent que la carrière contenait des matériaux d'âge holocène, ce qui remet en question les conclusions de Take.

Des travaux d'excavation entrepris ultérieurement près du site original ont exposé une couche de tourbe compacte surmontant des silts et argiles organiques et surmontée d'un till. Un échantillon de bois de mélèze (*Larix* sp.) a été daté à >50 000 BP (GSC-1642), et du bois de sapin baumier a donné des âges U-Th de 84,9 ka (UQT-185) et de 84,2 ka (UQT-186; Causse et Hillaire-Marcel, 1986). Un profil pollinique (fig. 7-11e) de la séquence sédimentaire révèle des spectres où des taxons décidus thermophiles abondent dans la partie basale des sédiments organiques et passent successivement vers le haut à *Abies*, *Abies*/*Picea* et *Alnus*. La palynostratigraphie et les macrofossiles indiquent un refroidissement climatique qui correspond probablement à la fin d'un interglaciaire (Mott et al., 1982).

Les travaux d'exploitation de la carrière ont exposé d'autres coupes contenant des sédiments organiques; les données paléoécologiques qui y ont été obtenues reproduisent les résultats de Mott et al. (1982). La palynologie et la stratigraphie confirment que le site représente un seul épisode de sédimentation organique, malgré la présence de plusieurs lits organiques (Mott et Grant, 1985).

Le site d'Addington Forks (site 12, fig. 7-9) contient des sédiments organiques associés à des sables et silts et intercalés entre deux tills. Une première datation au ^{14}C exécutée sur du bois prélevé dans l'unité organique avait produit un âge de 33 700 + 2 300/−1 800 BP (I-3236; MacNeill, 1969); or, une datation subséquente sur du bois de genévrier (*Juniperus* sp.) a produit un âge de >42 000 BP (GSC-1598; Lowdon et Blake, 1973). Les spectres de feuillus thermophiles dominés par *Quercus* observés près de la base de l'unité organique passent vers le haut à des spectres dominés successivement par *Abies*, *Abies*/*Picea*/*Alnus*, *Picea*/*Abies*/*Alnus* et *Picea* (fig. 7-11g). Ici encore, comme au site d'East Milford, les dépôts semblent représenter la fin d'un interglaciaire (Mott et Grant, 1985).

Île du Cap-Breton-Nouvelle-Écosse. Le site de la baie St. Lawrence (site 15, fig. 7-9) se trouve dans la falaise littorale à l'extrémité nord de l'île du Cap-Breton; des sédiments quaternaires y reposent sur une banquette littorale taillée dans le substratum rocheux. Les sédiments comprennent une épaisse séquence de gravier, de sable et de silt surmontant une unité sablo-graveleuse ressemblant à

un till et surmonté d'un diamicton graveleux et blocailleux, qui ont tous deux été interprétés dans un premier temps comme étant des tills (Mott et Prest, 1967; Prest, 1970). À l'intérieur de la séquence intercalaire, il existe une unité compacte de tourbe sableuse et caillouteuse, surmontée d'une unité lenticulaire d'argile silteuse organique. L'unité tourbeuse contient d'abondants pollens d'*Alnus*, et accessoirement du pollen de taxons conifériens et d'herbacées; on y trouve aussi du bois de mélèze qui a été daté à >38 000 BP (GSC-283). L'unité lenticulaire superposée contient des fossiles marins et des assemblages polliniques riches en *Pinus, Picea, Betula* et *Alnus*, accompagnés de genres feuillus thermophiles (Mott et Prest, 1967).

Dans une récente étude détaillée du site (Vernal, 1983; Vernal et al., 1983), les deux diamictons graveleux ont été interprétés comme étant des colluvions plutôt que des tills, ce qui signifie qu'il n'y a aucune preuve d'une glaciation. Les assemblages polliniques de l'unité tourbeuse inférieure révèlent un cycle complet d'évolution végétale (fig. 7-11h). Des spectres de toundra herbacée où abondent les Cypéracées, les Graminées, *Sphagnum* et *Lycopodium*, passent progressivement à des spectres semblables à ceux relevés initialement par Mott et Prest (1967), c'est-à-dire qu'ils contiennent un pourcentage élevé d'*Alnus crispa* et de *Betula*, un faible pourcentage seulement de *Picea* et de *Pinus* et un pourcentage encore plus faible de taxons herbacés. Des spectres herbacés ressemblant à ceux de la zone herbacée inférieure complètent la séquence (fig. 7-11h). Une succession toundra-forêt boréale-toundra est ainsi mise en évidence. Des datations au ^{14}C ultérieures sur du bois prélevé dans la même unité organique ont donné des âges de 44 200 ± 820 BP (GSC-3636) et de >46 000 BP (GSC-3864). Une datation U-Th sur bois a donné un âge de 47,0 ka (UQT-178; Causse et Hillaire-Marcel, 1986).

L'unité silteuse supérieure contient des organismes marins typiques d'un milieu marin profond (Guilbault, 1982), et ses spectres polliniques se comparent à ceux observés par Mott et Prest (1967). Toutefois, selon Vernal (1983), les spectres sont ceux d'une toundra, auxquels se sont ajoutés des pollens remaniés provenant d'un dépôt marin formé lors d'un intervalle plus chaud et plus ancien.

À East Bay (site 19, fig. 7-9), les sédiments quaternaires reposent sur un substratum gypseux où se sont formées des dépressions karstiques. Sur des graviers grossiers à moyens, non stratifiés, reposent des graviers stratifiés contenant des lentilles de silt, eux-mêmes recouverts de till. Les graviers non stratifiés reposent sur des sédiments organiques généralement associés à des dolines. Dans une des coupes, une couche de tourbe compacte et très inclinée se prolonge sous le niveau de la mer. Dans une autre coupe, des argiles silteuses finement stratifiées de même que des sables et graviers interstratifiés reposent à la surface du gypse. Vers le haut, l'argile silteuse contient de gros troncs d'arbres et est recouverte de silt organique stratifié contenant des lentilles organiques. Toute la séquence a été déformée, vraisemblablement par suite d'effondrements. Les deux coupes sont coiffées de graviers et de tills. D'autres coupes montrent des lits plus ou moins déformés, de silt organique, intercalés dans l'unité de gravier non stratifié.

L'étude détaillée des coupes d'East Bay a mis en évidence trois périodes de sédimentation organique, chacune caractérisée par des assemblages polliniques distincts (Occhietti et al., 1984; Vernal et al., 1984; Vernal et Mott, 1986). L'unité palynostratigraphique I, représentée par la tourbe compacte, est définie par des spectres dominés par *Quercus, Carpinus-Ostrya, Tsuga canadensis* et *Pinus strobus*, et contenant accessoirement des taxons décidus thermophiles (fig. 7-11b). Du bois de genévrier (*Juniperus*) provenant de cette unité est daté à >50 000 BP (GSC-3861). Des âges U-Th de 126,4 ka (UQT-175), de 123,4 ka (UQT-176), de 106,6 ka (UQT-108) et de 60,8 ka (UQT-179) ont été obtenus sur des échantillons de bois prélevés dans la tourbe (Causse et Hillaire-Marcel, 1986). Toutefois, les âges plus récents sont considérés comme improbables, en raison d'une contamination détectable. Si l'âge le plus vieux est retenu, l'unité I représente l'étage 5e de la stratigraphie isotopique marine (Vernal et al., 1984; Vernal et Mott, 1986), lequel est caractérisé par un climat plus chaud que le climat actuel.

L'unité panylostratigraphique II est présente dans le silt argileux contenant du bois et dans le silt organique reposant sur le gypse. À la base, les sédiments sont dominés par *Abies balsamea* et *Pinus*, accompagnés de *Fagus grandifolia*, de *Tsuga canadensis*, et d'un peu de pollen d'arbres décidus (fig. 7-11b). Plus haut, *Picea* et *Pinus* dominent. Du bois de pruche (*Tsuga canadensis*) y a donné un âge ^{14}C de >49 000 BP (GSC-3871) et un âge U-Th de 86,9 ka (UQT-109; Causse et Hillaire-Marcel, 1986). Les conditions climatiques étaient alors peut-être comparables aux conditions actuelles.

L'unité palynostratigraphique III, définie par les spectres polliniques des lits de silt organique contenus dans les graviers non stratifiés, se distingue par la prédominance de *Picea*, de *Pinus* et d'*Abies*, et dans de nombreux cas, par l'abondance de pollens non arboréens. Malgré des similitudes quant au contenu taxonomique, les spectres individuels des lits de silt organique sont trop diversifiés pour mettre en évidence une tendance palynostratigraphique. Du bois d'épinette a donné un âge ^{14}C de >50 000 BP (GSC-3878) et des âges U-Th de 98,7 ka (UQT-177), de 50,2 ka (UQT-188) et de 98,7 ka (UQT-227; Causse et Hillaire-Marcel, 1986). Les spectres polliniques indiquent un climat plus froid que le climat actuel.

Le site de Castle Bay (site 20, fig. 7-9) est constitué d'une longue coupe sur la berge du lac Bras d'Or, à l'ouest du site d'East Bay. Un lit de gravier grossier cimenté qui forme la base de la coupe est recouvert, sur 1 ou 2 m d'épaisseur, de silt organique d'origine dulcicole. Dans une partie de la coupe, des sables deltaïques atteignant 12 m d'épaisseur recouvrent le silt organique ou sont interdigités avec ce dernier, et sont à leur tour surmontés d'une unité de graviers grossiers. Des silts et argiles laminés, légèrement organiques et en partie très déformés, surmontent les sables et les graviers; sur une bonne partie de la coupe, ils recouvrent directement (sur une épaisseur atteignant 17 m) le silt organique basal. Ils sont coiffés à leur tour d'un till (ou diamicton) rouge (Occhietti et al., 1984; Vernal et al., 1984; Vernal et Mott, 1986). Du bois provenant de l'unité organique basale est daté à >42 000 BP (GSC-1577). Du bois d'épinette et de mélèze, prélevé plus haut dans les silts et argiles laminés, est daté à >52 000 BP (GSC-1619), mais il pourrait s'agir de bois remanié provenant d'une unité plus ancienne.

La base du silt organique est caractérisée par des spectres typiques de la forêt boréale, donc par de forts pourcentages de *Pinus, Picea* et *Abies* (Vernal et al., 1984). Les sédiments laminés sus-jacents comportent successivement

trois intervalles contenant des spectres de toundra forestière, séparés par deux intervalles contenant des spectres de forêt boréale (fig. 7-11e). Les fortes concentrations polliniques observées sur toute l'épaisse séquence de silt laminé suggère qu'une très longue période y est représentée. La succession des trois cycles de végétation semble indiquer un refroidissement climatique de plus en plus marqué, annonçant le début de conditions glaciaires. L'alternance des assemblages diatomifères dulcicoles et marins dans les silts laminés traduit des rajustements isostatiques régionaux, qui pouvaient être causés par des fluctuations glaciaires (Lortie et al., 1984).

Reconstitution des paléo-milieux et corrélations

Les résultats des analyses palynologiques présentés cidessus et au tableau 7-2 semblent indiquer que l'Interglaciaire sangamonien comprend trois principales phases climatiques dans l'Atlantique canadien. La première phase est caractérisée par une végétation dominée par des genres décidus thermophiles; la deuxième se distingue par des genres thermophiles et conifériens tandis que la troisième est dominée par des conifères. La succession et l'âge de ces phases climatiques sont provisoirement définis par des datations U-Th sur bois.

Les sites d'East Bay, du Bassin et d'Addington Forks indiquent que, pendant une partie de l'Interglaciaire sangamonien, les conditions climatiques se sont améliorées à un point tel que des forêts décidues thermophiles ont occupé certaines parties des provinces canadiennes de l'Atlantique. Le chêne et le pin blanc étaient abondants, de même que des taxons décidus comme le tilleul d'Amérique, le caryer et le charme de Caroline; l'érable, le hêtre et le bouleau étaient aussi présents. Le climat devait être nettement plus chaud qu'aujourd'hui, et l'optimum a dû être atteint rapidement si l'on en juge par les données du Bassin. Les relations stratigraphiques et la chronologie U-Th révèlent que cet épisode chaud se situe au début du Sangamonien, entre 126 et 100 ka environ.

Un deuxième intervalle chaud, que la datation U-Th situe entre 87 et 84 ka (mais couvrant probablement une période beaucoup plus longue), est caractérisé par des spectres sporopolliniques très différents. Les phases initiales ne semblent avoir été documentées à aucun des sites. Toutefois, le climat s'est finalement amélioré au point de permettre le développement de forêts dominées par le hêtre, le bouleau et, dans une moindre mesure, par une variété d'autres feuillus (sites d'East Milford, de Portage-du-Cap et d'East Bay). Le caryer, le tilleul d'Amérique et le charme de Caroline n'étaient apparamment pas aussi nombreux qu'auparavant. La pruche était un conifère abondant, tandis que le pin blanc n'avait qu'une importance mineure. La détérioration du climat à la fin de cette phase a favorisé l'établissement de forêts boréales dominées successivement par le sapin baumier, l'épinette et l'aulne.

Une troisième phase d'amélioration climatique entre 62 et 47 ka selon les datations U-Th, est visible dans les coupes d'East Bay, de Castle Bay et de la baie St. Lawrance, de même qu'à d'autres endroits où le climat a favorisé l'expansion des forêts d'épinette et de pin, mais relégué les feuillus à un rôle mineur. En réalité, certains sites, comme celui de Castle Bay, mettent en évidence une suite plus complexe de fluctuations climatiques; la succession des cycles climatiques, au nombre de trois dans certains cas, dénote un refroidissement climatique qui peut-être interprété comme le précurseur de la glaciation continentale.

Les paléo-milieux sangamoniens de Terre-Neuve ne sont connus que par un seul dépôt, et un faible contrôle chronologique n'y est disponible. La coupe de l'anse Woody pourrait représenter l'optimum climatique, car tout indique que le climat était plus chaud qu'aujourd'hui, malgré la prédominance exclusive de forêts boréales à sapin baumier et à épinette durant l'optimum climatique. Toutefois, comme l'indiquent les sites de la Nouvelle-Écosse, le deuxième épisode climatique chaud fut probablement aussi chaud que le climat actuel, de sorte que la coupe de l'anse Woody pourrait aussi représenter cette période.

Les changements paléo-écologiques mis en évidence par l'étude des dépôts organiques enfouis peuvent cadrer, du moins provisoirement, dans le schéma stratigraphique défini par Grant (1989) et Grant et King (1984). Le retrait des glaciers illinoiens (étage 6) fut suivi par un réchauffement climatique (sous-étage 5e), dont l'optimum est caractérisé par un climat plus chaud qu'aujourd'hui. Les coupes d'East Bay I, du Bassin, d'Addington Forks et de la pointe Green sont représentatives de cette époque. La détérioration des conditions climatiques observée dans la séquence d'Addington Forks, pourrait représenter la fin du sous-étage 5e et peut-être la totalité ou une partie du sous-étage 5d. Cette période pourrait même inclure les sous-étages 5e à 5c, si les datations U-Th devaient s'avérer fiables (Vernal et al., 1984; Mott et Grant, 1985; Vernal et Mott, 1986). Le site de Mabou et peut-être certains autres, dont les assemblages sont dominés par des conifères, pourraient représenter le refroidissement survenu à la fin du sous-étage 5c ou, d'après les âges U-Th, aux sous-étages 5b ou 5a (Vernal et al., 1984; Mott et Grant, 1985; Vernal et Mott, 1986).

Le troisième réchauffement climatique, représenté aux sites d'East Bay, de Castle Bay et de la baie St. Lawrence (et peut-être aussi à Dingwall, à Big Brook, à River Inhabitants, au ruisseau Miller, dans certaines coupes des îles de la Madeleine, et dans les forages de Noel et du ruisseau Leitches) n'a apparemment pas été aussi prononcé que les précédents. Il se pourrait même que cet événement ait comporté une suite complexe d'oscillations de plus en plus froides. Les âges U-Th sugggèrent une corrélation avec les étages 4 ou 3 (Vernal et al., 1984; Vernal et Mott, 1986). Toutefois, la phase initiale de cette troisième période de réchauffement pourrait correspondre au sous-étage 5a, et les cycles progressivement plus froids qui l'ont suivie seraient corrélatifs de l'étage 4 et peut-être même de l'étage 3 (Mott et Grant, 1985).

Malgré le grand nombre des sites découverts à ce jour, l'évolution paléo-environnementale du dernier interglaciaire dans la région de l'Atlantique reste incomplète. Les principales lacunes coïncident probablement avec les sous-étages plus froids de l'étage 5, par exemple 5d et 5b. Le début de la seconde période de réchauffement semble également manquer. Dans ce dernier cas, il faut se demander s'il y a bel et bien lacune, ou plutôt si les âges U-Th, dont les deux groupes sont centrés sur 126-100 ka et 87-84 ka, n'ont pas incité les chercheurs à conclure, à tort, à l'existence de deux intervalles chauds distincts. Une autre situation est plausible: aux sites d'East Milford, de Portage-du-Cap et d'East Bay II, l'intervalle qui a été interprété comme un deuxième intervalle de réchauffe-

ment est peut-être en fait la phase de détérioration climatique qui a mis fin au premier intervalle chaud, lequel est représenté aux sites d'East Bay I, d'Addington Forks, du Bassin et de la pointe Green et mis en corrélation avec le sous-étage 5e.

De toute évidence, d'autres travaux devront être entrepris afin de mieux connaître l'histoire paléoenvironnementale de l'Interglaciaire sangamonien dans la région de l'Atlantique. D'autres études sur les plantes et les animaux fossiles, la stratigraphie et la palynologie devraient contribuer à élucider l'histoire de cet intervalle aussi long que complexe.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR LE DÉVELOPPEMENT DE LA FLORE ET DE LA FAUNE AU CANADA APRÈS LE RETRAIT GLACIAIRE

J.V. Matthews, Jr et T.W. Anderson

Les deux dossiers suivants (Ritchie, 1989; Richard, 1989), malgré leurs titres, traitent eux aussi du développement de la végétation au Canada pendant et après la déglaciation. Bon nombre des questions qui y sont soulevées, notamment les taux différentiels de migration, les associations aléatoires d'espèces et l'absence d'équivalents modernes de certaines paléo-communautés, ont été discutées dans des ouvrages récents (par ex. Wright, 1976, 1984; Davis, 1983). Même si ces deux dossiers, comme la plupart de ceux de ce chapitre, considèrent uniquement l'évolution des paysages végétaux et de la flore, une suite semblable d'événements postglaciaires pourrait être mise en évidence dans le cas des arthropodes (Morgan et Morgan, 1980) et des mammifères (Lundelius et al., 1983).

La végétation postglaciaire fait l'objet de nombreuses recherches paléo-écologiques au Canada, ce qui est compréhensible compte tenu de la superficie et de la variété du territoire (fig. 7-1). Les paléo-écologistes sont évidemment conscients des lacunes des cartes glaciaires, comme celle de Prest (1969); même si ces cartes montrent les régions effectivement englacées, elles ne rendent pas compte habituellement des autres processus glaciaires qui retardent ou accélèrent la recolonisation végétale après le retrait glaciaire. Par exemple, lors des avancées glaciaires, les sols sont décapés sur de vastes étendues, ce qui crée des conditions édaphiques qui favorisent, au moment de la fonte des glaces, l'établissement de combinaisons uniques de végétaux pionniers. De plus, les glaciers modifient les réseaux hydrographiques et engiduent de vastes plans d'eau dont les effets sur la colonisation et la migration des plantes et des animaux se poursuivent bien après le retrait glaciaire.

Le dossier de Ritchie porte sur le développement de la forêt boréale, un des principaux biomes du Canada. Toutefois, il ne décrit que l'évolution du secteur ouest de la forêt boréale durant l'interglaciaire actuel, soit l'Holocène. La forêt boréale des interglaciaires antérieurs était-elle identique? La forêt boréale actuelle est-elle une réplique exacte des reconstitutions antérieures du biome?

Les données provenant de la Formation de Beaufort (Tertiaire supérieur) nous renseignent sur les états précurseurs de la forêt boréale du Quaternaire. Par exemple, nous savons que durant le Miocène, une végétation de toundra forestière était présente à une latitude voisine de celle de l'île Meighen, à 2 100 km au nord de sa limite actuelle. La flore et la faune d'alors comprenait un plus grand nombre d'espèces forestières et d'espèces d'insectes que la forêt boréale actuelle (Hills et Matthews, 1974; Hills, 1975; Matthews, 1977). Chaque glaciation du Quaternaire a probablement appauvri la faune et la flore boréales, comme ce fut le cas en Europe (van der Hammen et al., 1971).

L'extension de la forêt boréale a beaucoup varié durant le Quaternaire. Alors qu'elle s'étendait jusqu'à 80° de latitude Nord durant le Miocène, elle atteignait à peine 70°N au Pliocène supérieur ou au Quaternaire inférieur (Matthews et al., 1986). Pendant les glaciations, la forêt boréale a reculé au sud jusqu'à 40°N (Delcourt et al., 1983; Davis, 1983). Comme les obstacles aux migrations et le potentiel migratoire des diverses espèces boréales ont probablement été différents d'une déglaciation à l'autre, il y a lieu de croire qu'aucune des reconstitutions interglaciaires de la forêt boréale au Canada n'a été tout à fait identique à une autre. D'ailleurs, dans la description que fait Ritchie de la dernière reconstitution de la forêt boréale, il est clair que de légères différences lors des épisodes antérieurs de déglaciation auraient conduit à des types de forêt boréale légèrement différents.

Le développement de la forêt boréale dans l'ouest du Canada n'a pas subi l'influence des barrières géographiques autant que la séquence de végétation postglaciaire observée au Québec-Labrador, où la présence des vastes mers et lacs postglaciaires a entraîné des variations spatio-temporelles dans les premiers stades de la végétation. De plus, à l'Holocène, les glaciers ont persisté beaucoup plus longtemps au Québec-Labrador que dans l'ouest du Canada. Dans son étude sur la séquence de revégétation au Québec-Labrador, Richard utilise une nouvelle démarche pour illustrer l'importance de ces influences géographiques. Il compare la séquence végétale, telle qu'observée au moyen des profils polliniques de nombreux bassins lacustres, à une séquence hypothétique basée sur deux principales variables: la latitude et la succession. Même si Richard s'intéresse surtout aux végétaux, il apporte nombre d'aspects biogéographiques susceptibles d'intéresser les non-botanistes. Par exemple, la différence entre la richesse de la faune coléoptère arctique à l'ouest de la baie d'Hudson et celle du Québec arctique intrigue les entomologistes depuis longtemps (Campbell, 1980). Au cours des dernières années, les études paléo-écologiques effectuées sur les sites tardiglaciaires du Québec et de l'est des États-Unis ont révélé que des plantes et insectes nordiques que l'on présumait avoir survécu à la dernière glaciation dans la Béringie non englacée (Yukon et Alaska) ont vécu en bordure de la marge orientale de l'inlandsis pendant le Wisconsinien supérieur (Miller et Thompson, 1979; Morgan et Morgan, 1980; Mott et al., 1981). Certains insectes étaient au seuil du Québec arctique de 13 à 10 ka, et pourtant, ils n'ont pas réussi à occuper cette région à la fonte des glaces.

Matthews, J.V., Jr. et Anderson T.W.
1989: Considérations générales sur le développement de la flore et de la faune au Canada après le retrait glaciaire. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 7, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Richard propose une solution à cette énigme. Il montre que les milieux de toundra, l'habitat de prédilection des insectes en question, étaient discontinus à l'Holocène inférieur au Québec et qu'en plus ils différaient beaucoup de la toundra actuelle, phénomène qui a été observé dans certaines régions à la périphérie des limites glaciaires ailleurs en Amérique du Nord (Birks, 1976).

HISTOIRE DE LA FORÊT BORÉALE AU CANADA

J.C. Ritchie

Introduction

L'écosystème de la forêt boréale affiche une bonne cohésion floristique et faunistique, de sorte qu'une analyse comparative de ses divers modes de développement postglaciaire à long terme pourrait constituer un dossier paléoécologique intéressant. Nous nous proposons ici d'étudier la nature et la chronologie des changements à long terme survenus dans l'abondance des espèces, au cours de l'Holocène, jusqu'à l'établissement de la forêt boréale actuelle des régions intérieures de l'Ouest canadien. Cette vaste formation végétale est loin d'être uniforme, le seul élément commun étant la prédominance de l'épinette blanche et de l'épinette noire (*Picea glauce* et *P.mariana*), du peuplier faux-tremble (*Populus tremuloides*), du peuplier baumier (*Populus balsamifera*), et du bouleau à papier (*Betula papyrifera*), variablement associés au pin gris (*Pinus banksiana*), au pin lodgepole (*Pinus contorta*), au sapin baumier (*Abies balsameo*), et au mélèze laricin (*Larix laricina*) (Hare et Ritchie, 1972; Larsen, 1980). La subdivision la plus couramment admise de la forêt boréale occidentale comprend douze unités cartographiables à l'échelle de 1/6 000 000 et différenciées par les formes de relief dominantes d'une part et les associations arboréennes d'autre part (Rowe, 1972).

Les diagrammes polliniques publiés et interprétés ayant servi à cette étude comparative ont été obtenus de sites compris entre la frontière Ontario-Manitoba et les limites occidentales de la région, formée par les contreforts de la Cordillère au sud-ouest, et par les zones de toundra et de toundra forestière arctique et sulbalpine au nord et au nord-ouest (fig. 7-12).

Les séquences polliniques rendent compte avec assez de précision des changements à long terme de la végétation, c'est-à-dire des variations de la composition floristique sur des périodes se mesurant en centaines ou en milliers d'années. Par ailleurs, rares sont les sites de la forêt boréale où les diagrammes polliniques mettent en évidence des changements majeurs à court terme dans l'abondance et la composition des espèces qui résultent d'incendies de forêt, de maladies parasitaires ou d'autres agents naturels et dont la période est de l'ordre de la centaine d'années. Les problèmes habituels, mais partiellement insolubles, posés par les échelles spatiales et temporelles des profils polliniques empêchent d'appliquer l'analyse pollinique à des problèmes de dynamique de la végétation, comme celui des successions lacunaires, mais des progrès se font dans ce domaine grâce à l'utilisation de la méthode des « petits bassins » mise au point par Andersen (1978).

Un examen récent des séquences palynostratigraphiques de l'Holocène et du Pléistocène supérieur qui ont été publiées pour les régions intérieures de l'Ouest canadien, révèle qu'une soixantaine de sites ont été étudiés dans la zone de la forêt boréale considérée ici (Ritchie, 1984b). Nombre de ces sites, notamment les sites en terrain tourbeux, sont tronqués et il leur manque un enregistrement pollinique pour l'Holocène inférieur et le Pléistocène supérieur, de sorte qu'ils sont de peu d'utilité dans la présente analyse. Un examen partiellement subjectif des autres sites (une vingtaine) fait ressortir cinq patrons distincts d'évolution à long terme de la végétation (tableau 7-3). Ces patrons sont décrits ci-dessous, et les facteurs susceptibles d'en expliquer les différences seront discutés par la suite. Les types varient selon les régions et sont donc désignés comme tels dans cette section; cependant leur désignation n'est en rien immobile et a été adoptée ici pour des raisons purement pratiques.

Patrons d'évolution à long terme de la forêt boréale dans l'Ouest canadien

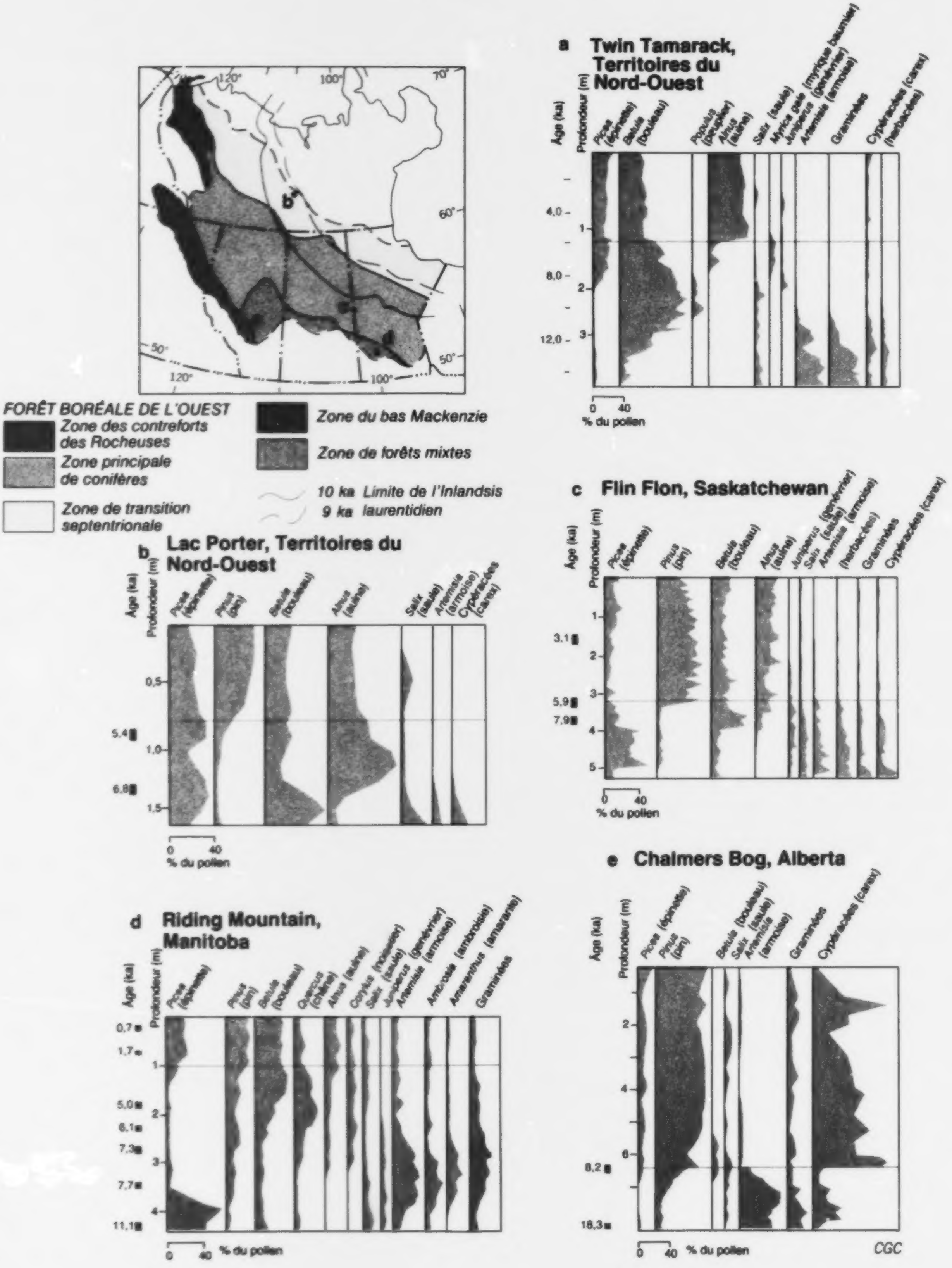
Marge sud-ouest ou région des contreforts

Les longs profils fiables sont rares dans cette région, mais trois d'entre eux se ressemblent suffisamment pour représenter un patron général (voir aussi dans ce chapitre la discussion sur le lac Goldeye, Schweger, 1989). Le site de Chalmers Bog, dans le sud-ouest de l'Alberta, met en évidence un simple changement majeur au début de l'Holocène, passant d'un assemblage non-arboréen, entre 18 et 10 ka environ, à un assemblage dominé par le pin et l'épinette, qui s'est poursuivi, inchangé, jusqu'à aujourd'hui (fig. 7-12e, d'après Mott et Jackson, 1982). La forêt boréale actuelle de la région (Section forestière des contreforts, définie par Rowe, 1972) est dominée par le pin lodgepole, associé à l'épinette blanche, au peuplier faux-tremble et au bouleau à papier. Cette formation s'est établie au début de l'Holocène, et sa composition régionale n'a guère varié depuis. Un site de la vallée de la rivière Kananaskis, située à proximité, montre une séquence pollinique identique (MacDonald, 1982), tout comme les sites de la région de Rivière de la Paix étudiés par White (1983). Il s'agit du plus simple des cinq patrons décrits ici (tableau 7-3), puisque les profils polliniques ne montrent aucun changement majeur, ni dans l'abondance des espèces ni dans la composition de la flore, depuis que la forêt boréale a succédé directement à la toundra au début de l'Holocène.

Région de l'intérieur ou région coniférienne principale

La vaste bande centrale de la forêt boréale est caractérisée par des peuplements fermés de conifères et d'angiospermes décidus. La composition exacte de la mosaïque de peuplements en un site donné dépend en grande partie du paysage-régime édaphique dominant et des changements causés localement par les feux de forêt, les maladies parasitaires ou d'autres agents naturels. L'immigration du pin

Ritchie, J.C.
1989: Histoire de la forêt boréale au Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 7, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.



FORÊT BORÉALE DE L'OUEST
Zone des contreforts des Rocheuses
Zone principale de conifères
Zone de transition septentrionale
Zone du bas Mackenzie
Zone de forêts mixtes
10 ka Limite de l'Inlandsis
9 ka laurentidien
a Twin Tamarack, Territoires du Nord-Ouest
b Lac Porter, Territoires du Nord-Ouest
c Flin Flon, Saskatchewan
d Riding Mountain, Manitoba
e Chalmers Bog, Alberta
Âge (ka)
Profondeur (m)
Picea (épinette)
Pinus (pin)
Betula (bouleau)
Populus (peuplier)
Alnus (aulne)
Salix (saule)
Juniperus (genévrier)
Artemisia (armoise)
Graminées
Cypéracées (carex)
Ambrosia (ambroisie)
Amaranthus (amarante)
% du pollen
CGC

gris vers 6 ka est le dernier événement significatif du développement postglaciaire de ces forêts. Les quelques sites fournissant des séquences polliniques complètes sont bien représentés par la localité de Flin Flon, qui remonte à une période antérieure à 7 à 9 ka (fig. 7-12c). Un court épisode sans arbre, durant lequel des communautés de toundra à herbacées et de toundra à Cypéracées ont respectivement dominé dans les hautes terres et les basses terres, fut suivi d'une proto-forêt boréale dominée par l'épinette, qui comportait de vastes secteurs de végétation ouverte occupés par des genévriers et des saules arbustifs (*Juniperus-Salix*) et parsemés de toundra herbacée. Avec l'immigration du bouleau à papier vers 8 ka, le paysage se recouvrit plus ou moins entièrement de forêts fermées. Finalement, vers 6 ka, le pin gris arrivait dans la région, et l'aulne (*Alnus*) atteignait son extension actuelle, établissant la version moderne de la forêt boréale centrale ou principale (forêt coniférienne du Nord, décrite par Rowe, 1972).

Région du bas Mackenzie

Les hautes terres adjacentes au delta du Mackenzie ont fait l'objet d'études assez approfondies, et un schéma d'évolution à long terme de la végétation se dégage des profils polliniques de plusieurs sites. Le site réputé représentatif (fig. 7-12a) est désigné de façon informelle par le nom du lac Twin Tamarak, étang peu profond situé près d'Inuvik, dans les Territoires du Nord-Ouest. Une description complète de ce site et de son profil pollinique est fournie par Ritchie (1985).

La zone pollinique basale, comprise entre 14,5 et 11,8 ka, est dominée par des pollens non arboréens, notamment l'armoise (*Artemisia*), des Graminées et le saule, associés à un assemblage diversifié de plantes herbacées. Les taux d'accumulation pollinique de tous les taxons sont faibles. La végétation reconstituée de cet épisode du Pléistocène supérieur est celle d'une toundra herbacée occupant les terres hautes, avec des communautés palustres de Cypéracées-Graminées-saules occupant les terres basses.

Des changements palynostratigraphiques rapides entre 11,8 et 8,4 ka indiquent le remplacement du bouleau nain (*Betula glandulosa*), du saule et de la toundra herbacée par des boisés dominés initialement par le peuplier. Une courte phase (500 ans) durant laquelle de vastes buissons de genévrier ont coexisté avec des bosquets de peupliers sur les hautes terres a suivi; finalement, avec l'arrivée de l'épinette blanche et de l'épinette noire dans la région, cette phase a fait place progressivement à des boisés de conifères. La forêt boréale actuelle s'est implantée deux millénaires plus tard, vers 6 ka, alors que l'aulne connaissait une expansion soudaine. Ces changements sont expliqués en partie par un réchauffement des températures estivales culminant vers 10 ka, ce qui a provoqué le remplacement de la toundra par la forêt. Le peuplier baumier et le peuplier faux-tremble, tous deux caractérisés par des moyens de dissémination très efficaces, ont rapidement envahi la région et y ont dominé durant l'Holocène inférieur, le premier sur des substrats minéraux mal drainés, le second sur les terres hautes. Les épinettes, dont les taux de migration sont plus faibles, sont apparues vers 9 ka et ont remplacé le peuplier presque partout. L'épinette noire s'est propagée plus lentement que l'épinette blanche, atteignant son abondance actuelle vers 7 ka, après qu'une intensification de la paludification et de l'expansion du pergélisol eut entraîné la formation de vastes tourbières ombrotrophes. Finalement, l'immigration du bouleau à papier, du mélèze laricin puis de l'aulne a donné à la végétation de la région sa forme actuelle. Les changements à court terme qui se sont produits dans ces forêts nordiques, notamment ceux causés par les incendies, n'ont pas été enregistrés dans les séquences polliniques analysées jusqu'ici.

Des changements identiques ont été reconnus à cinq autres sites de la région du bas Mackenzie où des diagrammes polliniques détaillés ont été établis; il s'agit des lacs M (Ritchie, 1977), SW (Ritchie, 1984b), Kate's (J.C. Ritchie, inédit), Eildun (Slater, 1978) et Meleze (MacDonald, 1984).

Région de transition du Nord

Quelques sites disposés le long de la limite septentrionale de la forêt boréale, dans la zone de transition du Nord (Rowe, 1972), ont livré un profil court et simple des variations des fréquences polliniques. Un diagramme pollinique à 3 zones (fig. 7-12b), représenté ici par le site du lac Porter à proximité du bras est du Grand lac des Esclaves, dans les Territoires du Nord-Ouest, met en évidence une phase initiale dominée par l'épinette et le bouleau, une zone marquée par l'arrivée de l'aulne vers 6,7 ka, et l'établissement des spectres caractéristiques de la végétation actuelle, marquée par la dominance conjointe des pollens d'épinette, de bouleau, de pin et d'aulne. Le dernier événement dans le développement de ces forêts subarctiques fut l'arrivée du pin gris entre 6 et 5 ka. Dans les sites de l'est (Thompson, au Manitoba, et Reindeer Lake, en Saskatchewan), le pin se manifeste plus tôt que dans les localités de l'ouest, d'où la possibilité d'une migration du pin gris d'est en ouest, donc dans le sens contraire de celui proposé précédemment (Ritchie, 1976). Les forêts ouvertes actuelles, dominées par l'épinette noire sur les tills des terres hautes, le pin gris sur les sables et les crêtes rocheuses, l'épinette blanche sur les alluvions et les eskers, et l'épinette noire et le mélèze laricin sur les tourbières ombrotrophes, se sont établies vers 5,5 ka. Aucun indice d'une végétation sans arbres qui aurait précédé la phase forestière n'a été découvert, probablement parce que la migration de l'épinette et du bouleau a été aussi rapide ou plus rapide que la fusion des derniers vestiges de l'Inlandsis laurentidien.

Région de la forêt mixte (bordure méridionale)

Les paléosols et les données polliniques mettent en évidence des indices généralisés d'un déplacement vers le sud de l'écotone prairie-forêt boréale méridionale au cours de l'Holocène supérieur. Le développement des peuplements

←

Figure 7-12. Carte schématique de l'Ouest canadien, montrant les zones végétales actuelles (modifié de Rowe, 1972), les limites de l'Inlandsis laurentidien à 10 et 9 ka (d'après Prest, 1969) et les diagrammes polliniques abrégés de sites représentatifs: tourbière Chalmers (Mott et Jackson, 1982), lac Twin Tamarack (Ritchie, 1985), lac Porter, Flin Flon et mont Riding (tous trois tirés de Ritchie, 1980). La ligne horizontale continue sur les diagrammes polliniques indique l'âge auquel la végétation actuelle s'est établie.

actuels de la forêt boréale à proximité de cet écotone a donc une histoire courte. Cette partie de la forêt boréale, appelée « forêt mixte » (Rowe, 1972), est constituée d'une mosaïque variable de peuplements de conifères et d'angiospermes décidus. L'épinette blanche, le bouleau à papier, et les deux espèces de peuplier dominent sur les terres hautes, sauf sur les sols sableux où l'espèce dominante est plutôt le pin gris. L'épinette noire et le mélèze prédominent sur les sols tourbeux mal drainés.

Des exemples bien documentés de la forêt mixte existent dans les hautes terres du mont Riding, au Manitoba, où une phase dominée par l'épinette datée de l'Holocène inférieur passa brusquement à une végétation de prairie qui dura de 10 et 6 ka (fig. 7-12d). Entre 6 et 2,5 ka s'installa une phase végétale caractérisée par la présence de prairies semblables à celles de la phase précédente sur les sites bien drainés du sud, et par la présence du tremble, du chêne (*Quercus*) et du bouleau à papier sur les sites moins xériques. Au cours de cette phase, l'épinette blanche, l'épinette noire, le mélèze et l'aulne migrèrent vers le sud pour former la forêt mixte actuelle, peut-être à cause de l'avènement d'étés plus frais ou plus humides. Mott (1973) a relevé une séquence semblable au lac A, en Saskatchewan, mais ce profil ne dispose que d'une seule datation au ^{14}C à la base. La séquence pollinique du lac Lofty, provenant d'un site dans la forêt mixte du centre de l'Alberta (Lichti-Federovich, 1970), s'en rapproche beaucoup, quoique la phase de prairie y soit moins bien développée.

Discussion et conclusions

Plusieurs points intéressants se dégagent de l'analyse ci-dessus, bien qu'aucun ne soit particulièrement original dans le contexte plus large de la théorie de la succession écologique. Il est clair que, même si l'on suppose arbitrairement que la forêt boréale de l'Ouest constitue en soi une formation végétale ou un biome définissable et cohérent, son histoire à long terme a beaucoup varié d'une région à l'autre (tableau 7-3). Les facteurs à l'origine de cette variabilité des changements climatiques à long terme sont les suivants:

Temps écoulé depuis la déglaciation. Ce facteur a agi différentiellement, et son expression est subordonnée à d'autres influences qui seront décrites plus loin. Toutefois, il ne fait aucun doute que le temps écoulé depuis la déglaciation, qui est grossièrement proportionnel à la distance entre un site donné et le centre de la glaciation, a été un facteur déterminant de certains éléments de la séquence des changements à long terme. Ainsi, dans la vallée du bas Mackenzie, où la déglaciation a été relativement précoce (vers 14 ka), plusieurs millénaires se sont écoulés avant l'arrivée des espèces forestières à longévité supérieure, et ombrophiles, sur les terres hautes (épinette blanche). La région a donc connu une période d'instabilité végétale, où des buissons ont alterné avec des boisés de peupliers sous l'effet du réchauffement maximum des températures estivales à l'Holocène inférieur. Par contre, dans les régions centrales du continent, le recul de l'Inlandsis laurentidien, notamment aux environs de la baie d'Hudson, s'est prolongé jusqu'à l'Holocène inférieur, au cours duquel le climat était déjà favorable à l'afforestation. Ainsi, lorsque ces terrains furent finalement libérés de leur couverture glaciaire, l'épinette avait déjà atteint ces latitudes et était prête à se propager sur le territoire, sans être précédée d'un stade non arborescent ou autre.

Variabilité du paysage régional. L'abondance des espèces composant la forêt boréale contemporaine varie selon les paysages. Ainsi, plusieurs sections de la forêt boréale sont caractérisées par la dominance d'un relief particulier. Par exemple, les épandages fluvioglaciaires sableux de la section d'Athabasca sud supportent de vastes peuplements de pins gris, jusqu'à en exclure l'épinette, tandis que la végétation des basses terres mal drainées du Manitoba est constituée de vastes peuplements d'épinettes noires et de mélèzes (Rowe, 1972). Il est probable, mais non démontré vu l'absence de sites, que ce facteur a influé dans le passé et produit une variété de types de succession à long terme.

Disponibilité et dissémination des populations arborescentes. Les différences majeures observées entre les sites de la bordure sud-ouest et les autres sites sont dues en grande partie aux vitesses de dissémination du pin gris et du pin lodgepole. Il semble que tous les taxons arboréens, y compris le pin lodgepole, ont occupé presque simultanément les paysages des contreforts des Rocheuses après le réchauffement climatique de l'Holocène inférieur, de sorte que la composition de la forêt boréale contemporaine et l'abondance générale des espèces remontent à 8,5 ka environ. Par ailleurs, les sites de la partie centrale de la forêt boréale et ceux situés près des limites septentrionales n'ont atteint un équilibre régional que plus tard à l'Holocène, soit entre 6 et 5 ka, en raison de l'expansion relativement lente du pin gris vers le nord. Un autre exemple qui illustre l'importance de la disponibilité des espèces pour la dissémination est la dominance du bouleau nain dans les sites de la vallée du bas Mackenzie au Pléistocène supérieur, tandis que ce taxon est négligeable dans les sites des contreforts des Rocheuses, lesquels ont pourtant connu des périodes non glaciaires aussi prolongées. Il a été proposé que le bouleau nain aurait migré dans la forêt boréale occidentale depuis la Béringie (Ritchie, 1984a).

Position des sites par rapport aux écotones. La courte histoire de la forêt boréale mise en évidence dans les sites méridionaux, qui se résume à deux ou trois millénaires, s'explique par la proximité de l'écotone forêt-prairie, qui a migré vers le sud suite aux changements climatiques de l'Holocène supérieur. En corollaire, Spear (1983) a montré, pour un site situé près de Tuktoyaktuk, dans les Territoires du Nord-Ouest, que le recul de l'écotone toundra-forêt vers le sud pendant l'Holocène supérieur a produit des paysages dominés par une toundra arbustive associée à une phase non arboréenne qui fut courte, sinon discontinue.

Il est probable, quoique incomplètement démontré, qu'en plus des facteurs susmentionnés, différents écotypes ont existé à l'intérieur de l'aire de distribution de quelques-unes des principales espèces forestières, de sorte qu'une « spécialisation des niches par divergence compétitive » (White, 1979) a contribué à diversifier les patrons d'évolution à long terme.

En conclusion, la forêt boréale actuelle résulte de plusieurs modes d'évolution de la végétation. La thèse ancienne d'une migration massive de formations végétales ou de biomes entiers sous l'effet de changements climatiques, encore véhiculée par de récents manuels de biogéographie (Pielou, 1979, p. 217), ne saurait donc s'appliquer à la forêt boréale, ni probablement à toute autre formation. En fait, le concept d'un forêt boréale cohésive est probablement erroné; le concept le plus utile pour décrire la forêt

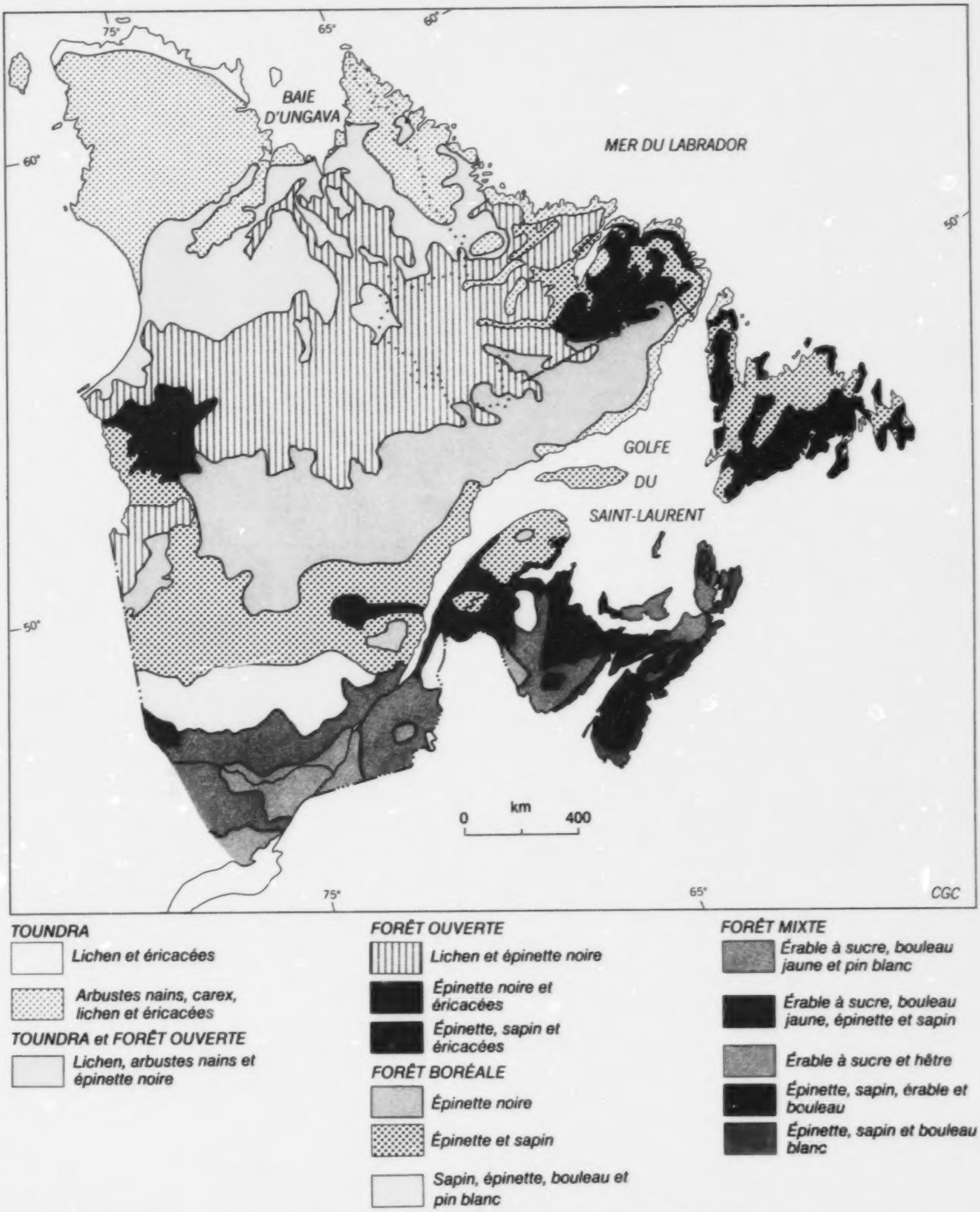


Figure 7-13. Zones de végétation de l'Est canadien (version modifiée d'une carte de l'Atlas national du Canada; ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, 1973). Les modifications de la limite forêt-toundra au Nouveau-Québec sont basées sur les travaux récents de Payette (1983).

boréale, ancienne ou actuelle, est celui d'un cénocline (Whittaker, 1975) qui implique que la composition et l'abondance des populations végétales varient constamment en fonction de gradients écologiques.

LES PATRONS DE COLONISATION VÉGÉTALE POST-WISCONSINIENNE AU QUÉBEC-LABRADOR

P.J.H. Richard

Introduction

Le Québec-Labrador est un territoire immense (1 825 780 km^2), aux régions physiographiques nombreuses et variées, qui s'étend entre 45° et 62° de latitude Nord. Le nombre de degrés-jours au-dessus de 5°C (41°F) varie de moins de 250 au nord à plus de 2 000 au sud. La végétation actuelle (fig. 7-13) va de la toundra, au nord et sur certains monts en Gaspésie, à la forêt décidue près de Montréal et dans le sud-ouest du Québec (Grandtner, 1966).

La déglaciation débuta vers 13 ka ou même plus tôt sur les côtes gaspésiennes et prit fin vers 5 ka dans le centre du Québec (Richard et al., 1982; Occhietti, 1989; Vincent, 1989). Des mers proglaciaires (mers de Goldthwait, de Champlain, de Tyrrell et d'Iberville) ou de vastes lacs proglaciaires (Barlow, Ojibway et autres) ont temporairement ennoyé les basses terres après le retrait glaciaire, de sorte que la colonisation végétale et animale a été progressive, largement métachrone, et a débuté dans des conditions très diverses.

Quelles ont été les modalités de la colonisation végétale tardiglaciaire et postglaciaire dans les diverses parties du territoire? Quelles formations végétales s'y sont établies, et dans quel ordre? Comment ces formations végétales se comparent-elles à la végétation actuelle? À quels facteurs faut-il en attribuer les différences? Telles sont les questions qui se posent au paléophytogéographe intéressé à la période tardiglaciaire au Québec-Labrador. Les réponses à ces questions permettraient non seulement de reconstituer la paléophytogéographie tardiglaciaire, mais aussi de jeter un éclairage nouveau sur la répartition actuelle des plantes ou des groupements végétaux (disjonctions, reliques). En outre, elles permettraient de mieux comprendre les environnements proglaciaires ou périglaciaires, tant sous l'angle géomorphologique que climatique.

Suffisamment de sites ont été étudiés au Québec-Labrador pour reconstituer la végétation régionale d'après des analyses macrofossiles et polliniques. La figure 7-14 montre des diagrammes polliniques représentatifs de sept localités. Dans la discussion qui suit, la variabilité palynostratigraphique des premiers sédiments accumulés dans les lacs et les tourbières du Québec-Labrador sera analysée et interprétée du point de vue des paléoflores et de celui des paléoclimats, en regard d'une séquence étalon (modèle) de l'évolution postglaciaire de la végétation.

Modèle analogique de l'évolution postglaciaire de la végétation

Une des méthodes de reconstitution de la végétation du Québec-Labrador consiste à identifier des séquences de types de végétation à un grand nombre de sites largement distribués, séquences qui sont comparées à une séquence étalon déduite de deux phénomènes observés actuellement sur la végétation, à savoir la zonation latitudinale et les successions végétales. La zonation latitudinale de la végétation traduit un équilibre global entre le stock floristique et le climat, du nord au sud du territoire. Les unités de cette zonation latitudinale (zones ou types de végétation) sont alors considérées comme les équivalents actuels des stades de la séquence végétale qui a suivi le retrait glaciaire à un site donné. Cette méthode fait ressortir les différences entre les stades, et les zones de végétation tant dans leur composition floristique que dans leur position relative dans la séquence. Cette comparaison ne présuppose toutefois aucune correspondance climatique *a priori*. La succession, pour sa part, est un phénomène à plus grande échelle qui reflète la dynamique à court terme des communautés végétales. Les épisodes successionnels se produisant de nos jours à la marge des glaciers de type alpin sont des équivalents dynamiques de la recolonisation végétale qui s'est effectuée au front des glaciers en recul. À ces endroits, les stades pionniers sont dominés par des plantes héliophiles résistantes, adaptées à des conditions rigoureuses, peu exigeantes pour les conditions du sol. L'époque et le contexte environnemental, tant abiotique que biotique, sont toutefois très différents.

Le tableau 7-4 illustre les principaux éléments du modèle et montre la correspondance entre les unités de la séquence étalon (phases et stades), les équivalents actuels des zones végétales, et les caractéristiques fondamentales des assemblages polliniques qui ont permis de reconstituer les différents stades.

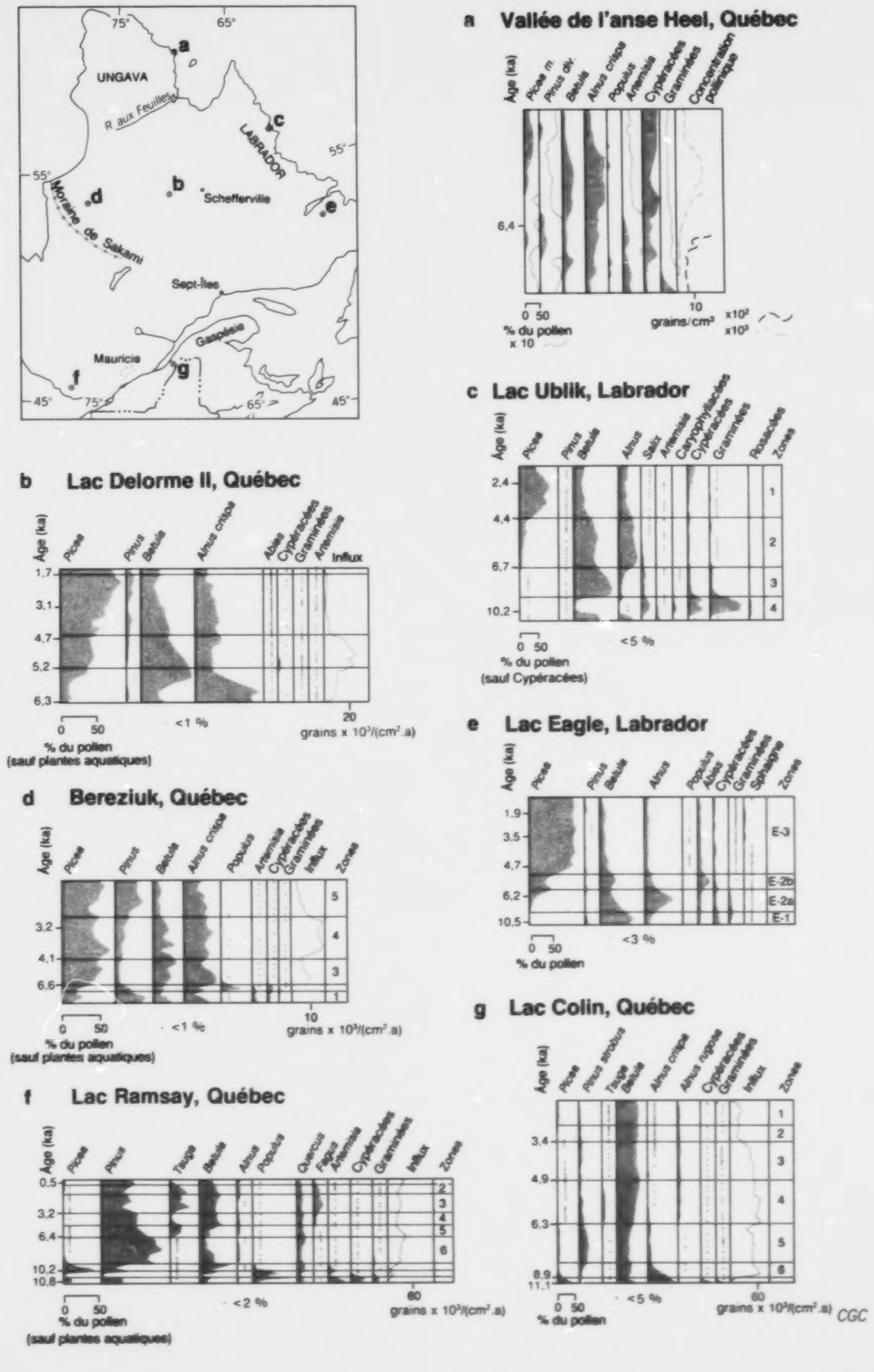
La palynostratigraphie tardiglaciaire

Les premiers travaux de palynostratigraphie ont simplifié à l'excès la zonation des diagrammes polliniques, masquant ainsi souvent la diversité des assemblages polliniques. Par exemple, deux zones seulement ont été attribuées au tardiglaciaire dans le sud du Québec, à savoir une zone initiale à plantes herbacées, suivie d'une zone à *Picea* (épinette) (Terasmae, 1969, 1973). La multiplication des diagrammes polliniques détaillés et l'avènement des méthodes modernes, comme la mesure du taux d'accumulation pollinique, ont mis en évidence une diversité beaucoup plus grande dans les assemblages polliniques tardiglaciaires et postglaciaires, entre les régions.

→

Figure 7-14. Diagrammes polliniques abrégés de sept sites du Québec-Labrador, et carte de localisation des sites mentionnés dans le texte. Références: lac Ramsay (Mott et Farley-Gill, 1981); lac Colin (Mott, 1977); lac Eagle (Lamb, 1980); étang Ubilik (Short et Nichols, 1977); vallée de l'anse Heel (Richard, 1977a); lac Delorme II (Richard et al., 1982); site Bereziuk (Richard, 1979).

Richard, P.J.H.
1989: Les patrons de colonisation végétale post-wisconsinienne au Quebec-Labrador. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 7, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.



UNGAVA
R aux Feuilles
LABRADOR
Schefferville
Moraine de Sakami
Sept-Îles
Gaspésie
Mauricie
75°
65°
55°
45°
a Vallée de l'anse Heel, Québec
Âge (ka)
Picea m.
Pinus div.
Betula
Alnus crispa
Populus
Artemisia
Cypéracées
Graminées
Concentration pollinique
6,4
0 50
% du pollen
x 10
10
grains/cm³
x10²
x10³
c Lac Ublik, Labrador
Âge (ka)
Picea
Pinus
Betula
Alnus
Salix
Artemisia
Caryophyllacées
Cypéracées
Graminées
Rosacées
Zones
2,4
4,4
6,7
10,2
0 50
% du pollen
(sauf Cypéracées)
<5 %
b Lac Delorme II, Québec
Âge (ka)
Picea
Pinus
Betula
Alnus crispa
Abies
Cypéracées
Graminées
Artemisia
Influx
1,7
3,1
4,7
5,2
6,3
0 50
% du pollen
(sauf plantes aquatiques)
<1 %
20
grains x 10³/(cm².a)
e Lac Eagle, Labrador
Âge (ka)
Picea
Pinus
Betula
Alnus
Populus
Abies
Cypéracées
Graminées
Sphaigne
Zones
1,9
3,5
4,7
6,2
10,5
E-3
E-2b
E-2a
E-1
0 50
% du pollen
<3 %
d Bereziuk, Québec
Âge (ka)
Picea
Pinus
Betula
Alnus crispa
Populus
Artemisia
Cypéracées
Graminées
Influx
Zones
3,2
4,1
6,6
0 50
% du pollen
(sauf plantes aquatiques)
<1 %
10
grains x 10³/(cm².a)
g Lac Colin, Québec
Âge (ka)
Picea
Pinus strobus
Tsuga
Betula
Alnus crispa
Alnus rugosa
Cypéracées
Graminées
Influx
Zones
3,4
4,9
6,3
8,9
11,1
0 50
% du pollen
<5 %
60
grains x 10³/(cm².a)
f Lac Ramsay, Québec
Âge (ka)
Picea
Pinus
Tsuga
Betula
Alnus
Populus
Quercus
Fagus
Artemisia
Cypéracées
Graminées
Influx
Zones
0,5
3,2
6,4
10,2
10,8
0 50
% du pollen
(sauf plantes aquatiques)
<2 %
60
grains x 10³/(cm².a)
CGC

Tableau 7-3. Schémas des variations à long terme de la forêt boréale occidentale.

Région des contreforts	Intérieur/Région conifèrienne principale	Région transitionnelle du nord-ouest	Région du Bas-Mackenzie	Région des forêts mixtes	ka
					0
				Épinette blanche, bouleau blanc, peupliers, pin gris sur les sables; fréquents peuplements de peupliers	1
Dominance du pin Lodgepole, accompagné de peupliers, d'épinette blanche et d'épinette noire, bouleau blanc et tamarac localement présents	Épinette noire et pin gris sur les terres hautes, épinette blanche et peupliers sur les sites favorables; tamarac dans les fondrières	Forêts clairsemées, épinette noire dominante, accompagnée de bouleau blanc et de tamarac, pin gris rare, épinette blanche sur les sites favorables	Épinette noire et bouleau blanc sur les terres hautes, épinette blanche sur les alluvions; épinette noire et tamarac dans les fondrières, fréquents peuplements d'aulnes		2
					3
				Forêts de chênes, bouleaux blancs, et peupliers Prairie sur les sites plus secs	4
	Dominance de l'épinette et du bouleau blanc, accompagnés de peuplements rabougris d'aulnes et de saules	Boisés ouverts d'épinettes, de bouleaux blancs accompagnés d'aulnes			6
					7
		Boisés d'épinettes-bouleaux	Boisés fermés d'épinettes blanches, d'épinettes noires, de bouleaux blancs et de peupliers	Prairie sur tous les sites surélevés, saules et peupliers sur les sites alluviaux	8
		Déglaciation			
	Boisés ouverts d'épinettes, accompagnées de genévriers, de saules et de plantes herbacées, et de peuplements rabougris de genévriers-saules		Boisés de peupliers.		9
Végétation non arborescente, avec abondance de graminées, d'armoises, de saules et de plantes herbacées			Boisés et peuplements rabougris de peupliers-saules		
	Végétation non arborescente.		Boisés rabougris de peupliers-bouleaux nains	Boisés d'épinettes, de genévriers, de saules avec des herbacées	10
	?toundra herbacée		Toundra herbacée à bouleaux nains	Déglaciation	
	Déglaciation				
					11
			Toundra herbacée		12
			Déglaciation		18
Déglaciation					

Tableau 7-4. Éléments d'un modèle d'interprétation relatif à la recolonisation du Québec et du Labrador par la végétation.

Séquence étalon*	Équivalent zonal actuel	Types d'assemblages polliniques
Phase non arboréenne : absence d'arbres		
Stade désertique	Toundra rocheuse	Très faible concentration pollinique
Stade herbacé	Toundra herbacée	Les pollens de plantes herbacées (graminées, carex, et autres) prédominent
Stade arbustif	Toundra arbustive	Les pollens d'arbustes prédominent
Phase d'afforestation : présence d'arbres		
Stade arbustif	Toundra forestière	Pollens d'arbustes et d'arbres (épinettes)
Stade arboréen	———	Pollen d'arbres, espèces intolérantes
Phase forestière : les arbres dominent, formant une couverture plus au moins fermée		
Stade ouvert	Taïga	Pollens d'arbres (épinettes) et d'arbustes
Stade fermé	Forêt fermée	Pollens d'arbres
Stade conifèrien	Forêt d'épinettes	Pollens d'épinettes
Stade mixte	Forêt de sapins	Pollens de bouleaux, accompagnés de sapins baumiers
Stade décidu	Forêt d'érables	Pollens de bouleaux ou de pins, accompagnés de pollens d'érables, à sucre

* Les éléments de la séquence sont énumérés selon leur ordre chronologique, de haut en bas.

Les analyses polliniques exécutées au Québec-Labrador ont permis aussi d'identifier des séries répétitives d'assemblages polliniques tardiglaciaires dans les carottes d'une même région; cette répétitivité des séquences démontre bien que les assemblages polliniques ne sont pas simplement des groupements aléatoires de types de pollen (Terasmae, 1976); ils représentent des types de végétation distincts.

Le tableau 7-5 montre la variété des assemblages polliniques identifiés dans les plus anciens sédiments postglaciaires au Québec-Labrador. Les assemblages sont nommés d'après les taxons dominants ou diagnostiques. Quelques-uns des assemblages figurant dans ce tableau sont toutefois absents de certaines séries palynostratigraphiques. De même, l'abondance relative d'un taxon dans un assemblage peut varier selon les régions. Indépendamment de ces variations, le tableau montre clairement qu'il existe des assemblages régionaux identifiables. Par ailleurs, les différents assemblages polliniques d'une même série représentent une véritable séquence de colonisation végétale à un site donné.

À l'exception du Labrador, seuls les assemblages initiaux apparaissent dans le tableau. Bon nombre d'entre eux n'ont pas d'équivalents actuels. Par exemple, les assemblages dominés par *Alnus crispa* ou ceux dans lesquels *Populus* et *Abies balsamea* sont les constituants majeurs n'ont pas d'équivalents dans les spectres polliniques produits par la végétation actuelle.

Modèles de colonisation végétale initiale

Trois principaux patrons de colonisation végétale se dégagent des données disponibles, selon que la phase initiale est constituée par une végétation non arboréenne, par une afforestation (stade intermédiaire entre la végétation non arboréenne et la forêt) ou par une forêt (fig. 7-15).

Chaque patron comprend divers modes quant à l'âge, à la durée et à la composition du couvert végétal initial. Dans chacun, divers types d'évolution ultérieure du couvert végétal sont identifiables. La distribution spatiale de ces patrons et de ces modes peut généralement être expliquée par des données paléogéographiques.

Phase initiale non arboréenne

Dans son expression la plus riche, cette phase comprend un premier stade désertique suivi de stades herbacés puis arbustifs très distincts (Savoie et Richard, 1979; Labelle et Richard, 1981). Le stade désertique est caractérisé par des concentrations polliniques très faibles et une prédominance des pollens allochtones provenant de forêts lointaines. Les assemblages peuvent également comprendre des pollens préglaciaires dérivés des dépôts meubles locaux (J.H. McAndrews, Musée Royal de l'Ontario, communication personnelle, 1982). Le stade herbacé est généralement signalé par une forte augmentation (parfois d'un facteur 10) des concentrations polliniques (et des taux d'accumulation pollinique), traduisant une colonisation végétale locale et régionale. Les Cypéracées, les Graminées et *Artemisia*, dominent localement (voir les profils du lac Ramsay, du lac Colin, de l'étang Ublik, et de la vallée de l'anse Heel, fig. 7-14), mais la plupart des diagrammes mettent aussi en évidence un assemblage diversifié de pollens arctiques-alpins (Richard, 1977b; Mott et al., 1981; tableau 7-6). Certaines familles, comme les Caryophyllacées, les Renonculacées, les Saxifragacées, les Crucifères et les Rosacées, sont particulièrement bien représentées.

Tableau 7-5. Séquences palynostratigraphiques au Québec et au Labrador.

Laurentides, ouest des Appalaches	
Alnus crispa - *Betula* arborescent	plus récente
Populus - *Picea* - *Juniperus*	
Betula arbustif	
(*Salix* - Cyperacées - plantes arctiques)	
Cyperacées - Graminées - Cyperacées	
(*Salix* - Graminées - Cyperacées - plantes arctiques)	
Arbres - CP min (plantes arctiques)	plus ancienne
Est de la baie James (par ex., Bereziuk)	
Picea - *Alnus crispa*	plus récente
Alnus crispa - *Betula* arbustif	
Alnus crispa - *Populus* - *Juniperus*	
Pinus divaricata - CP min	plus ancienne
Région du lac Delorme (par ex., Delorme II)	
Alnus crispa - *Picea* - *Betula*	plus récente
Alnus crispa - *Betula* - *Picea*	
(*Alnus crispa* - CP min)	plus ancienne
Rivière-aux-Feuilles	
Alnus crispa - *Picea*	plus récente
Alnus crispa - *Betula* arbustif	
Betula arbustif - *Alnus crispa*	
Arbres - CP min	plus ancienne
Région arctique de l'Ungava (par ex., Heel Cove)	
Alnus crispa - Cyperacées - *Betula* arbustif	plus récente
Salix - *Alnus crispa* - Graminées	
Graminées - Cyperacées - plantes arctiques	
Arbres ou *Alnus crispa* - CP min	plus ancienne
Sud-est du Labrador (par ex., Eagle)	
Picea mariana	plus récente
Alnus crispa - *Abies balsamea*	
Alnus crispa - *Picea glauca*	
Betula - Cyperacées	
Salix - *Betula* - Cyperacées	
(*Alnus rugosa* - *Betula* - Graminées)	plus ancienne
Labrador septentrional (par ex., Ublik)	
Picea	plus récente
Alnus crispa - *Betula* - *Picea*	
Betula arbustif - *Alnus cispa*	
(Cyperacées - Graminées)	plus ancienne

CP min = concentration pollinique minimale
() = assemblages moins fréquemment rencontrés

Le stade herbacé est parfois précédé d'un pic du saule, mais, dans la plupart de cas, il est suivi d'un stade arbustif dominé par le bouleau nain (*Betula glandulosa*). Parmi les autres arbustes, diverses Éricacées, *Sherpherdia canadensis* et l'aulne crispé (*Alnus crispa*) sont constamment présents. La concentration pollinique décuple à nouveau avec l'apparition du stade arbustif (voir le profil du lac Colin, fig. 7-14).

Ces assemblages polliniques initiaux sont présents surtout dans des sédiments lacustres à faible teneur en matières organiques; il n'est donc pas possible de dater les assemblages, ni de mesurer avec précision la durée des divers stades, en particulier le stade désertique. Dans plusieurs cas, des durées de quelques centaines à quelques milliers d'années ont pu être déterminées pour l'ensemble de la phase initiale non arboréenne, dans des régions aujourd'hui recouvertes de forêts (Richard, 1971; Labelle et Richard, 1981).

L'étiquette de toundra peut sans doute être appliquée aux paysages représentés par les stades non arboréens, dans la mesure où ils sont dépourvus d'arbres et renferment des taxons actuellement présents en milieu arctique ou alpin. Par ailleurs, le terme « toundra » a une connotation climatique (par ex. basses températures annuelles moyennes, pergélisol) dont les assemblages polliniques ne sauraient rendre compte à eux seuls. L'absence d'arbres peut être due à des facteurs non climatiques, par exemple un retard migratoire (Richard, 1977a; ce chapitre, Ritchie, 1989). En outre, parmi les taxons représentés par des macrofossiles ou des pollens, quelques-uns seulement sont restreints à des sites arctiques-alpins; au contraire, beaucoup d'entre eux sont actuellement présents dans des habitats ouverts (de type arctique-alpin) à l'intérieur de zones forestières.

La phase initiale toundrique s'est échelonnée entre 11,5 et 10 ka environ (Richard, 1977b), sauf à un endroit situé dans le Parc des Laurentides, au nord de Québec, où elle a persisté jusqu'à 7,5 ka (Richard, 1971). Les données actuelles indiquent que les sites comportant une phase initiale non arboréenne aussi diversifiée se trouvent dans le sud du Québec (voir le profil du lac Ramsay, fig. 7-14), dans les hautes terres des Appalaches, et à la marge méridionale du Bouclier canadien, donc à la périphérie du territoire occupé par des mers postglaciaires. Entre 11,5 et 10 ka, les masses glaciaires présentes dans les Appalaches et à la marge méridionale du Bouclier, à proximité des mers de Champlain et de Goldthwait, ont créé des conditions paléogéographiques et paléoclimatiques propices au déploiement de cette riche toundra.

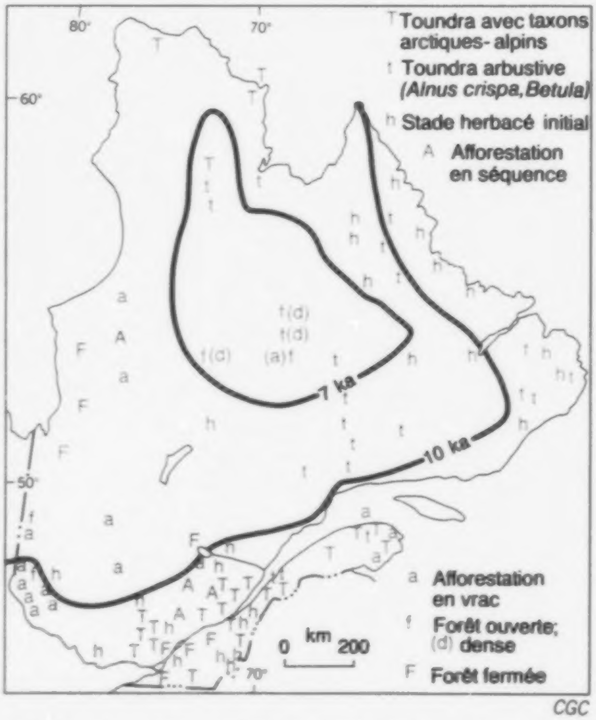


Figure 7-15. Composition de la végétation pionnière du Québec-Labrador, et position approximative de la marge glaciaire vers 10 et 7 ka.

Tableau 7-6. Taxons arctiques-alpins représentés dans les sédiments post-glaciaires initiaux par des pollens ou des macrorestes au Québec et au Labrador.

Armeria maritima var. *labradorica*	p	m
Arctostaphylos sp.		m
Betula glandulosa	p	m
Carex cf. *C. bigelowii*		m
Carex cf. *C. nardina*		m
Cerastium cf. *C. aplinum*		m
Dryas sp.	p	
Dryas drummondii		m
Dryas integrifolia		m
Draba cf. *D. incana*		m
Koenigia islandica	p	
Lychnis apetala		m
Lychnis alpina/affine		m
Oxyria digyna	p	
Oxytropis maydelliana	p	
Polygonum viviparum	p	
Potentilla cf. *P. nivalis*		m
Ranunculus pedatifidus/sulphureus		m
Ranunculus trichophyllus var. *eradicatus*		m
Salix herbacea	p	
Salix vestita	p	
Saxifraga cf. *S. cernua*	p	
Saxifraga cf. *S. oppositifolia*	p	
Senecio congestus		m
Sibbaldia procumbens		m
Silene acaulis var. *exscapa*		m
Taraxacum cf. *T. pumilum*		m
Tofieldia pusilla	p	

Source: Mott et al., 1981, Larouche, 1979; et sources non publiées.

p = pollen; m = macrorestes

Remarque : Les taxons représentés par des pollens ne sont habituellement présents qu'en nombres très faibles, mais dans certains cas, par ex. dans le sud du Québec, ils représentent 5-25 % du spectre pollinique.

Ailleurs au Québec-Labrador, seulement quelques-uns des sites affichent une phase initiale toundrique aussi nette. En effet, les assemblages polliniques initiaux des lacs arctiques du Québec et du Labrador sont généralement plus variés que les assemblages ultérieurs de ces mêmes lacs, mais ils sont pour la plupart moins diversifiés que les assemblages polliniques de la phase initiale non arboréenne observés dans le sud du Québec (Richard, 1981b). Donc, il semble bien que la toundra tardiglaciaire du Québec méridional, dans les Appalaches et à la marge du Bouclier, contenait une flore plus riche que celle de la toundra actuelle ou celle de la paléo-toundra du Québec arctique. Ce paradoxe pourrait s'expliquer par l'abondance de dépôts meubles et non lessivés dans les sites méridionaux, un climat plus doux et plus humide et sans doute aussi un régime d'éclairement différent.

Au Québec-Labrador, les assemblages polliniques initiaux de la forêt coniférienne sont moins variés que dans le sud. Ils sont dominés par les Cypéracées et les Graminées, et des arbustes comme *Salix*, le bouleau arbustif (*Betula glandulosa*) et l'aulne crispé (*Alnus crispa*) (Wenner, 1947; Morrison, 1970; Jordan, 1975; Short, 1978). Dans l'est du Labrador, par exemple aux sites du lac Eagle et de l'étang Ublik (fig. 7-14), la dominance arbustive peut atteindre 80 % des spectres polliniques et s'étendre sur de longues périodes, par ex. près de 4,5 ka. Dans le sud du Labrador, plusieurs localités ont connu une phase de toundra arbustive pendant plus de 2 ka, les premiers arbres n'étant apparus que vers 8 ka (Lamb, 1978, 1980; Engstrom et Hansen,1985). Plus au nord, sur la côte labradoréenne, une toundra herbacée a précédé la toundra arbustive, et les arbres ne se sont installés dans le paysage que vers 5 ka (Jordan, 1975; Short et Nichols, 1977). Bien que les assemblages polliniques initiaux soient moins riches en plantes arctiques et comprennent moins de stades distincts que ceux du sud du Québec, leur longue durée traduit sans doute des conditions semblables à celles que connaît actuellement l'Arctique.

Ailleurs au Québec, sur le plateau des Laurentides et dans les montagnes des Cantons de l'Est, les assemblages polliniques initiaux dominés par les carex ou des arbustes sont moins bien individualisés et ont des durées plus courtes (Richard, 1973a,b, 1975a,b; Mott, 1977). Ils ressemblent davantage aux stades pionniers d'une séquence successionnelle. Certains renferment même des pollens arboréens caractéristiques de la phase suivante du modèle, celle de l'afforestation (voir ci-dessous).

Suite de l'histoire holocène des sites initialement non arboréens

L'évolution de la végétation dans les sites ayant débuté par une phase non arboréenne diffère d'une région à l'autre. Dans la région de l'Ungava, seuls les sites très proches de l'actuelle limite des arbres mettent en évidence un déplacement de cette limite vers le nord entre 4 et 3,5 ka. D'autres fluctuations mineures, notamment dans la densité de la végétation arboréenne, sont traduites par des macrorestes, comme les souches trouvées à l'extérieur des peuplements actuels de l'épinette ou du mélèze (Payette et Gagnon, 1979). Ailleurs, entre 6,2 et 4 ka, une toundra arbustive dense à bouleau arbustif (*Betula glandulosa*) d'abord, et à aulne crispé (*Alnus crispa*) ensuite, a remplacé progressivement la toundra herbacée initiale à partir de l'Ungava vers les plateaux de l'intérieur.

En règle générale, les Appalaches ont été caractérisées par une afforestation rapide, l'épinette noire (*Picea mariana*) ayant été l'essence dominante, notamment dans le sud-ouest (Richard, 1975a, 1978; Mott, 1977). Dans le nord-est, le sapin baumier (*Abies balsamea*) ou le tremble (*Populus tremuloides*) ont dominé la phase initiale arboréenne. Mais partout, des espèces boréales communes sont apparues rapidement dans les paysages, notamment le mélèze laricin (*Larix laricina*) et le bouleau à papier (*Betula papyrifera*) (Labelle et Richard, 1984).

Par ailleurs, la marge méridionale du Bouclier a connu une afforestation lente. Au nord de la Mer de Champlain, la toundra a été envahie par une tremblaie-parc ou une tremblaie riveraine qui a persisté de 500 à 1 000 ans (Richard, 1977a; Mott et Farley-Gill, 1981). La taïga n'a cédé sa place à la forêt fermée qu'environ 3 ka après la déglaciation dans le Parc de la Mauricie et 5 ka après le retrait glaciaire dans le centre des Laurentides (Richard, 1981a). Au début, ce décalage a sans doute été causé par la barrière biogéographique constituée par la Mer de Champlain, mais c'est sans doute le climat froid attribuable à la haute altitude de ce massif montagneux qui explique une afforestation aussi longue.

Sur la Côte-Nord (golfe du Saint-Laurent) et dans le sud du Labrador, l'afforestation s'est aussi échelonnée sur plusieurs siècles, faisant intervenir d'abord l'épinette blanche, puis le sapin baumier, et finalement l'épinette noire et le bouleau à papier (Mott, 1976; Lamb, 1980, 1984; Engstrom et Hansen, 1985). Plus au nord, le sapin était absent; l'épinette (noire?) et le mélèze ont été les protagonistes de l'afforestation, formant la pessière qui s'étend actuellement dans les parties intérieures de la région à l'étude et dans les endroits abrités de la côte (Jordan, 1975; Short et Nichols, 1977; Lamb, 1982; King, 1984). Au Labrador, l'éloignement des refuges forestiers et des fronts de migration postglaciaires est sans doute responsable de l'arrivée tardive des arbres vers 8 ka dans le sud, et vers 4,5 ka dans le nord.

Une phase d'afforestation remarquable est mise en évidence dans les spectres polliniques de la Gaspésie, du Bas-Saint-Laurent, et des Laurentides entre Sept-Îles et le Saint-Maurice. Le maximum pollinique de l'aulne crispé y atteint des valeur impressionnantes, dépassant en maints endroits 50% de la somme pollinique; souvent, il est concomitant ou légèrement postérieur aux maximums polliniques du tremble et de l'épinette noire. L'aulne crispé a donc, durant des siècles, joué un rôle important dans la colonisation de ces régions (Richard, 1981a).

Phase initiale d'afforestation

Dans un vaste territoire de l'ouest du Québec (par ex. Abitibi, Témiscamingue et Jamésie), la colonisation végétale n'a pas débuté par une phase non arboréenne (Richard, 1979, 1980), comme l'indique le diagramme pollinique du lac Louis (Vincent, 1973). Au Témiscamingue, la déglaciation fut immédiatement suivie par l'épisode glaciolacustre du Lac glaciaire Barlow. Les arbres étaient présents dès 10 ka environ, du moins sous la forme de peuplements épars. En fait, les assemblages polliniques initiaux d'une trentaine de petits bassins situés au-dessus de la limite de la ligne de rivage du lac glaciaire présentent la végétation initiale comme une mosaïque de formations herbacées, arbustives et arborescentes, comprenant notamment le tremble, l'épinette noire et le mélèze laricin, avec des bosquets de chêne (rouge?), d'ostryer de Virginie et d'orme d'Amérique (Richard et Larouche, 1989).

En Jamésie, les premiers sites propices à la colonisation végétale se touvaient dans un couloir coincé entre la Mer de Tyrrell et un front glaciaire se retirant à partir de la position actuelle de la Moraine de Sakami (voir Vincent, 1989). Les arbres mirent d'autant plus de temps à se déployer vers le nord que toute la région au sud avait été occupée antérieurement par le Lac glaciaire Ojibway. L'afforestation fut marquée, vers 6,5 ka, par l'établissement d'une tremblaie-parc; par la suite, l'épinette noire, l'aulne crispé et le bouleau arbustif formèrent une taïga à couvert plus dense que celui qui caractérise actuellement la région. Faute de données, il est difficile pour l'instant de déterminer si ce patron de colonisation végétale initiale a existé dans d'autres parties de l'ouest du Québec; en revanche, il est raisonnable de supposer qu'un type analogue d'afforestation progressive postglaciaire a existé ailleurs sur le Bouclier canadien.

Le summum de densité dans le couvert végétal « périglaciaire » fut atteint au cœur du Québec, dans la région du lac Delorme, à une centaine de kilomètres à l'ouest de Schefferville (fig. 7-14; Richard et al., 1982). Contrairement à ceux de la Jamésie, les assemblages polliniques initiaux du lac Delorme sont totalement dominés par l'aulne crispé (*Alnus crispa*). Les sédiments organiques les plus anciens en contiennent des macrorestes; de plus, ils sont caractérisés par des pourcentages élevés et un fort taux d'accumulation de pollen d'aulne crispé. Des macrorestes de bouleau à papier, de mélèze laricin et d'épinette noire sont également présents; ces espèces immigrantes furent accompagnées sans doute du tremble et du peuplier baumier. Ainsi, entre 6,2 et 5,6 ka, autour des derniers lambeaux du glacier du Nouveau-Québec, c'est un couvert végétal dense, luxuriant, sans commune mesure avec la taïga appauvrie que nous connaissons de nos jours, qui occupait les paysages. C'est à cette époque que le bouleau à papier et le sapin baumier ont connu leur abondance maximale, alors qu'ils sont rares aujourd'hui dans la région. Manifestement, à 6 ka, les glaciers locaux n'avaient plus aucune influence négative sur la végétation.

Phase initiale forestière

La séquence de végétation observée là où les premiers sédiments non glaciaires traduisent l'existence de conditions forestières varie suivant la nature des bassins sédimentaires, leur contexte géomorphologique et paléogéographique, et leur lieu géographique. Par rapport au modèle palynostratigraphique (tableau 7-4), les séquences polliniques paraissent fréquemment tronquées à la base.

Dans les basses terres du Saint-Laurent, à l'intérieur des limites des mers de Champlain et de Goldthwait, les assemblages polliniques initiaux révèlent que les forêts firent leur apparition entre 10 et 7,5 ka. Dominées par des essences boréales au début, ces forêts furent rapidement envahies par des arbres plus thermophiles, notamment l'érable à sucre (*Acer saccharum*). À l'époque de la régression du Lac Lampsilis (Brown-Macpherson, 1967; Elson et Elson, 1969), les paysages régionaux étaient dominés par l'érable à sucre sur les sites bien drainés (Richard, 1973c, 1975c; Larouche, 1979; Comtois, 1982). Seules les marges de ces mers postglaciaires ont échappé à ce patron de colonisation végétale. Un contrôle paléogéographique similaire s'est manifestement exercé sur le mode de colonisation végétale initiale dans les basses terres de l'Abitibi et du Témiscamingue, envahies par les eaux des lacs proglaciaires Barlow et Ojibway, et dans la zone ennoyée par la Mer de Tyrrell (en Jamésie à tout le moins).

Dans certaines régions, les assemblages polliniques typiques de la phase initiale postglaciaire sont absents, parce que les sédiments proviennent d'étangs formés sur des dépôts d'épandage fluvioglaciaire et des moraines à noyau de glace. Dans ces cas, plusieurs milliers d'années peuvent s'être écoulées entre la déglaciation et la formation des lacs ou des étangs. La présence d'assemblages polliniques et de macrorestes de type forestier à la base des dépôts organiques de ces bassins indique que des culots de glace ont persisté longtemps (2 ka?) sous la végétation forestière à la bordure méridionale des Laurentides.

Discussion et conclusions

Il appert donc que le patron de colonisation végétale postwisconsinienne du Québec-Labrador fut variable dans l'espace et dans le temps. Amorcée au Pléistocène supé-

rieur, la colonisation s'est poursuivie jusqu'à l'Holocène moyen. Dans certaines régions, elle fut retardée par la présence de lacs ou de mers proglaciaires, mais en règle générale, elle débuta dès que les habitats terrestres devinrent disponibles, bien qu'à des rythmes différents. Elle fut presque toujours progressive, sans retour à des stades antérieurs dus, par exemple, à un épisode de refroidissement climatique. Un refroidissement tardiglaciaire est pourtant évident dans certaines parties des provinces Maritimes (Mott et al., 1986), et il n'est pas impossible qu'il y en ait eu un également en Gaspésie, le long de la baie des Chaleurs. Cependant, aucune donnée actuellement disponible ne met en évidence un épisode de refroidissement tardiglaciaire dans l'arrière-pays du Québec méridional.

Au sud de la zone arctique actuelle, la toundra ne s'est bien développée que dans la partie méridionale du Québec-Labrador. Encore montre-t-elle des différences marquées d'une région à l'autre. Ailleurs, la phase initiale de la colonisation a consisté en l'arrivée de plantes forestières par vagues successives. Les plantes arctiques présentes actuellement dans l'extrême nord du Québec ont dû immigrer par la côte du Labrador et peut-être par la plate-forme continentale maintenant inondée. Quant à savoir si la colonisation de ces régions nordiques s'est faite à partir de nunataks ayant servi de refuges dans les monts Torngat, cette hypothèse n'a pas été vérifiée péremptoirement (Lamb, 1982; Gangloff, 1983); une explication semblable a été réfutée dans le cas de la flore alpine des montagnes de la Gaspésie (David et Lebuis, 1985). Quant à l'hypothèse d'une déglaciation hâtive (vers 20 ka) au Labrador (Vilks et Mudie, 1978), elle se bute à des problèmes de datation, des sources de carbone radiométriquement inactif ayant incontestablement contaminé les sédiments pauvres en matières organiques totales. Donc, les données disponibles n'appuient pas l'hypothèse de refuges végétaux pléniglaciaires au Québec-Labrador. La présence de taxons arctiques ou alpins disjoints autour du golfe du Saint-Laurent, semble trouver une explication satisfaisante dans l'existence d'un « couloir arctique » plus ou moins continu à la marge méridionale des glaces wisconsiniennes durant leur extension maximale (Morisset, 1971). Pendant une courte période de l'Holocène et du tardiglaciaire, la toundra périglaciaire a suivi la marge glaciaire dans son retrait, laissant des reliques de la flore arctique ou alpine à certains endroits.

Le cas de *Shepherdia canadensis* illustre bien comment des études paléo-écologiques peuvent contribuer à expliquer la distribution actuelle des végétaux (Richard, 1974). Cette plante est un petit arbuste héliophile, calcicole ou basiphile, dont l'aire est essentiellement boréale et transcanadienne. Répandue dans l'ouest, elle se présente au Québec-Labrador dans des localités largement disjointes, notamment sur le Bouclier canadien; on ne la trouve que sur des roches calcaires, sur des rivages marins, et le long de la fosse du Labrador (Rousseau, 1974). Les données polliniques montrent pourtant que la shépherdie du Canada était omniprésente durant la phase d'afforestation. Par la suite, la compétition avec des taxons de la flore forestière et le lessivage des sols l'ont progressivement réduite à de maigres populations isolées au Québec-Labrador.

L'afforestation présente un contraste franc entre l'est et l'ouest du Québec-Labrador. À l'ouest, elle a constitué la phase initiale de la colonisation végétale; au sud-est, autour de la Mer de Champlain, elle a succédé à une longue phase de toundra arbustive. À l'ouest, plusieurs espèces d'arbres arrivèrent souvent simultanément, et le tremble et le pin gris jouèrent un rôle important; à l'est, l'épinette blanche, le sapin baumier puis l'épinette noire immigrèrent successivement à cause des décalages migratoires, et le sapin domina les premières forêts continues. En outre, l'est connut une remarquable poussée de l'aulne crispé durant l'afforestation, ce qui ne fut pas le cas dans l'ouest. Ce contraste s'explique sans doute par l'influence de la mer et la pluviosité accrue dans l'est, qui favorisèrent la croissance de l'épinette blanche et du sapin. En outre, les latitudes plus élevées du Québec-Labrador oriental écartent la plupart des essences thermophiles. À l'ouest, l'établissement d'un gradient climatique nord-sud élimina également les arbres thermophiles, mais dans un contexte plus continental. Au sud-ouest, l'afforestation eut lieu à une époque où une riche flore forestière talonnait les lacs proglaciaires et l'inlandsis, tandis que le territoire situé à l'est et au nord-est était éloigné des sources de plantes arboréennes. Ce territoire fut donc colonisé plus tardivement par les arbres et, en raison de sa latitude, par une flore appauvrie. Pour les espèces adaptées aux hautes latitudes, le climat a dû aussi contribuer à cette lente colonisation du territoire, notamment vers 9 ka, pendant que le régime de l'inlandsis pouvait encore modifier la circulation des masses d'air dans la région de la Côte-Nord. C'est toutefois le climat plus froid des hautes altitudes qui explique la lenteur de l'afforestation des Laurentides, au nord de la ville de Québec, entre 9 et 5 ka. Vers 5,5 ka, au cœur du Québec-Labrador, des forêts ouvertes dominées par le mélèze laricin et l'aulne crispé, plus denses que les forêts actuelles de la région, commencèrent à envahir les territoires abandonnés par les derniers lambeaux du glacier du Nouveau-Québec.

La colonisation végétale post-wisconsinienne du Québec-Labrador, reconstituée d'après l'analyse pollinique et macrofossile des sédiments lacustres ou palustres, est marquée au sceau du mouvement et de la variété. Une comparaison des données avec la séquence étalon des unités de végétation (tableau 7-4), montre en quoi les phases et les stades de végétation ont été différents du modèle dans l'une ou l'autre des parties de la région. Certains stades n'ont pas d'équivalent dans le couvert végétal actuel. La variété et l'unicité sont donc des traits marquants de la colonisation végétale tardiglaciaire du Québec-Labrador. Avec la multiplication des analyses polliniques et des analyses macrofossiles, nous pouvons espérer préciser la nature des diverses phases de végétation postglaciaire et des voies de migration des plantes dans cette région. Les études géochimiques et isotopiques, ainsi que d'autres sources de données (par ex. insectes fossiles, diatomées) devraient venir confirmer l'évaluation des conditions climatiques dans lesquelles s'est développée la végétation postglaciaire du Québec-Labrador.

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES SUR L'HISTOIRE PALÉO-ÉCOLOGIQUE DE L'HOLOCÈNE

J.V. Matthews, Jr. et T.W. Anderson

Les deux dossiers suivants traitent plus particulièrement de l'interglaciaire actuel, celui de Holocène, qui est généralement défini comme étant la période couvrant les 10 000

dernières années. Anderson et ses co-auteurs traitent de la nature et de la durée de la période de réchauffement maximal de l'Holocène, époque où le climat était plus chaud que le climat actuel presque partout au Canada. Ils montrent que l'histoire thermique de l'Holocène n'est pas constituée d'un épisode initial de réchauffement synchrone à l'échelle du pays, suivi d'un épisode de refroidissement. L'optimum climatique est survenu à différents moments et s'est exprimé de diverses façons selon la région considérée, comme l'a également montré Wright dans une étude de l'Hypsithermique aux États-Unis (Wright, 1976).

Le dossier sur le climat holocène est également édifiant, car il repose d'abord et surtout sur la reconstitution palynologique de la végétation, et que les inférences paléoclimatiques se font seulement à partir des reconstitutions ainsi réalisées. Il existe aussi, aux fins de reconstitution climatique, une approche quantitative plus directe, basée sur les données polliniques et sur l'utilisation de fonctions de transfert (Webb et Clark, 1977; Overpeck et al., 1985); mais comme dans l'étude des paléoclimats de la Colombie-Britannique, les conclusions tirées des fonctions de transfert diffèrent parfois des résultats obtenus à partir de méthodes analytiques plus traditionnelles.

Le dossier de McAndrews et Boyko-Diakonow concerne les derniers millénaires de l'Holocène, y compris la période historique, au lac Crawford, dans le sud de l'Ontario. Le lac Crawford a ceci de particulier qu'il s'agit d'un des rares lacs du nord-est de l'Amérique du Nord où se déposent actuellement des sédiments laminés (varves) dont la rythmicité est annuelle (Boyko, 1973). Des sédiments à stratification rythmique existent dans d'autres lacs, mais rarement leur rythmicité annuelle est-elle aussi nette qu'au lac Crawford. D'autres lacs ontariens ont connu des phases durant lesquelles des sédiments se sont accumulés en lits annuels (Cwynar, 1978), mais il y en a peu qui remplissent actuellement les conditions limniques nécessaires à ce type de sédimentation.

Les varves ont l'avantage de permettre une datation précise par comptage des couches annuelles de sédiments plutôt que par interpolation entre des horizons datés à l'aide de méthodes isotopiques. Dans le cas du lac Crawford, les couches annuelles de sédiments donnent accès à une chronologie « année par année » durant une période qui est trop récente pour être datée avec précision par la plupart des méthodes isotopiques. La chronologie varvaire comporte toutefois certains inconvénients. Ainsi, elle exige la mise en œuvre de techniques spéciales pour échantillonner des sédiments encore mous, proches de la surface sans en obscurir le signal annuel. McAndrews a été l'un des pionniers de la mise au point d'une méthode d'échantillonnage basée sur l'utilisation de tubes réfrigérants.

L'étude du lac Crawford présentée ci-dessous, et discutée de façon approfondie dans l'ouvrage de Boyko (1973), repose sur une combinaison sans précédent de données polliniques et de données historiques sur les communautés végétales et le déboisement. La combinaison de ces deux types de données met en évidence le net contraste entre les pratiques de l'agricultutre européenne et celles d'une phase antérieure d'agriculture iroquoise. Les auteurs font allusion au problème de déterminer si les fluctuations enregistrées dans le diagramme pollinique sont imputables au climat ou à une succession végétale par suite de l'abandon des parcelles cultivées par les Iroquois.

Cette opposition, succession en fonction de climat, est d'ailleurs un problème universel pour les paléobotanistes. La question est de savoir dans quelle mesure les fluctuations polliniques enregistrées dans des carottes lacustres sont dues aux changements climatiques, à la succession des communautés, doublée de décalages migratoires, ou à une interaction complexe de ces deux facteurs (Davis, 1981b; Wright, 1984; ce chapitre; Richard, 1989). L'excellente résolution temporelle de la carotte du lac Crawford permet d'évaluer l'importance de ces variables subtiles. Dans les sédiments lacustres plus anciens, la résolution temporelle est rarement suffisante pour déterminer l'importance relative du phénomène successionnel. En revanche, les études polliniques d'une série de lacs répartis sur une vaste région peuvent mettre en évidence des tendances migratoires holocènes (Davis, 1981b, 1983).

Matthews, J.V., Jr. et Anderson, T.W.
1989: Considérations générales sur l'histoire paléo-écologique de l'Holocène. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 7, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

TENDANCES CLIMATIQUES HOLOCÈNES AU CANADA, PLUS PARTICULIÈREMENT AU COURS DE L'HYPSITHERMIQUE

T.W. Anderson, R.W. Mathewes et C.E. Schweger

Introduction

Le climat holocène a fait l'objet de plusieurs études récentes (Wright, 1976; Davis et al., 1980; Ritchie et al., 1983; Webb et al, 1983; Payette, 1984; Dean et al., 1984). Le modèle climatique qui a été élaboré montre une progression vers un climat plus chaud et plus sec de l'Holocène inférieur à l'Holocène moyen, période de réchauffement et de sécheresse maximaux à l'Holocène moyen (Hypsithermique, optimum climatique ou maximum thermique), suivie d'un retour graduel à des conditions plus ou moins semblables aux conditions actuelles à l'Holocène supérieur. À l'Holocène moyen, deux courts intervalles plus secs séparés par un intervalle plus humide se superposent à la tendance générale, notamment dans le Midwest nord-américain (Dean et al., 1984). Selon Wright, l'Hypsithermal est diachrone d'une région à l'autre.

Cette conclusion est explorée ici dans le contexte canadien. Les exemples donnés sont basés sur des étude de sites largement dispersés à travers le Canada (fig. 7-16); ces études se fondent principalement sur les pollens fossiles, mais aussi dans certains cas sur des macrofossiles végétaux, des insectes, des diatomées et des données stratigraphiques. Globalement, les exemples retenus dans ce dossier illustrent les tendances régionales de l'histoire climatique du Canada à l'Holocène, et plus particulièrement l'expression différentielle de l'Hypsithermique.

Anderson, T.W., Mathewes, R.W. et Schweger, C.E.
1989: Tendances climatiques holocènes au Canada, plus particulièrement au cours de l'Hypsithermique. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 7, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Colombie-Britannique

De l'Holocène inférieur à l'Holocène moyen

Les données géologiques et botaniques relatives au climat de la Cordillère de l'Holocène inférieur à l'Holocène moyen sont complexes et souvent contradictoires (Mathewes, 1985). Des datations au ^{14}C sur des morceaux de bois trouvés au-delà de la limite actuelle des arbres dans le sud de la Colombie-Britannique mettent en évidence un climat plus chaud avant 5,2 ka (Clague, 1981). Cependant, certains indices géologiques suggèrent que des avancées glaciaires ont eu lieu en même temps à l'Holocène inférieur, notamment dans la partie méridionale de la chaîne Côtière, dans le sud de la Colombie-Britannique (Clague, 1981). Les profils polliniques du sud-ouest de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington confirment généralement l'existence d'une période plus chaude ou plus sèche durant l'Holocène, bien que les datations varient considérablement d'un endroit à l'autre (Mathewes, 1973; Mathewes et Heusser, 1981; Hebda, 1982).

Région côtière et zone de transition côte/intérieur. De nombreux diagrammes polliniques de la côte sud de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington mettent en évidence un brusque changement palynostratigraphique entre 10,5 et 10 ka (Heusser, 1960). Au lac Marion (site 1, fig. 7-16), le pin lodgepole, l'épinette, la pruche occidentale et la pruche subalpine déclinent durant cet intervalle (fig. 7-17a). Le douglas taxifolié (*Pseudotsuga menziesii*) fait brusquement son apparition et ne tarde pas à atteindre son maximum. La pruche occidentale apparaît pour la première fois en quantités faibles mais significatives, tandis que les concentrations de l'aulne, du ptéridium des aigles (*Pteridium aquilinum*) et d'autres spores de fougères commencent à augmenter. Un réchauffement climatique pourrait avoir favorisé l'expansion du douglas taxifolié durant cet intervalle (Mathewes, 1973; Heusser, 1977), mais aucun indice n'atteste clairement une période ultérieure plus chaude et plus sèche que la période actuelle au lac Marion.

Une analyse quantitative des tendances climatiques au lac Marion (Mathewes et Heusser, 1981) suggère une hausse rapide des températures estivales combinée à une diminution des précipitations entre 10,5 et 10 ka, suivie d'une période de températures maximales en juillet et de précipitations minimales de 10 à 7,5 ka (fig. 7-17a). Cet intervalle, informellement appelé « intervalle xérothermique de l'Holocène inférieur » (Mathewes et Heusser, 1981), vient corroborer l'identification qualitative de conditions plus chaudes et plus sèches à l'Holocène inférieur dans les secteurs des lacs Pinecrest et Squeah, dans la région de Yale (sites 2, 3, fig. 7-16), à proximité de l'écotone côte-intérieur (Mathewes et Rouse, 1975), ainsi que dans autres sites côtiers (Hansen et Easterbrook, 1974; Heusser et al., 1980; Hebda, 1983). Des données polliniques inédites sur deux sites lacustres récemment étudiés par R.W. Mathewes dans l'écotone côte-intérieur (lacs Blue et Horseshoe, sites 4, 5, fig. 7-16) révèlent une tendance semblable à celle de la région de Yale, à cette différence près que dans les premiers, les conditions xérothermiques ont persisté jusque vers 6 ka. Au site de la tourbière de l'anse Bear (site 6, fig. 7-16), près de la limite septentrionale actuelle du douglas taxifolié, sur l'île de Vancouver, l'augmentation brusque des concentrations du pollen de douglas taxifolié, accompagné de pollen du ptéridium des aigles, indique des conditions xérothermiques maximales entre 8,8 et 7 ka environ.

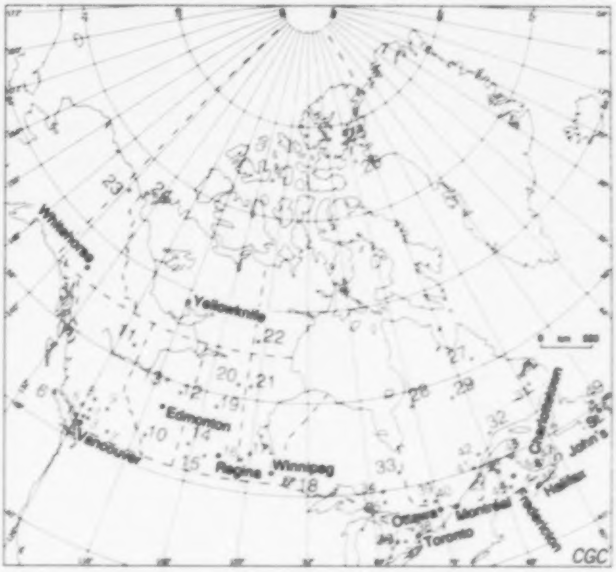
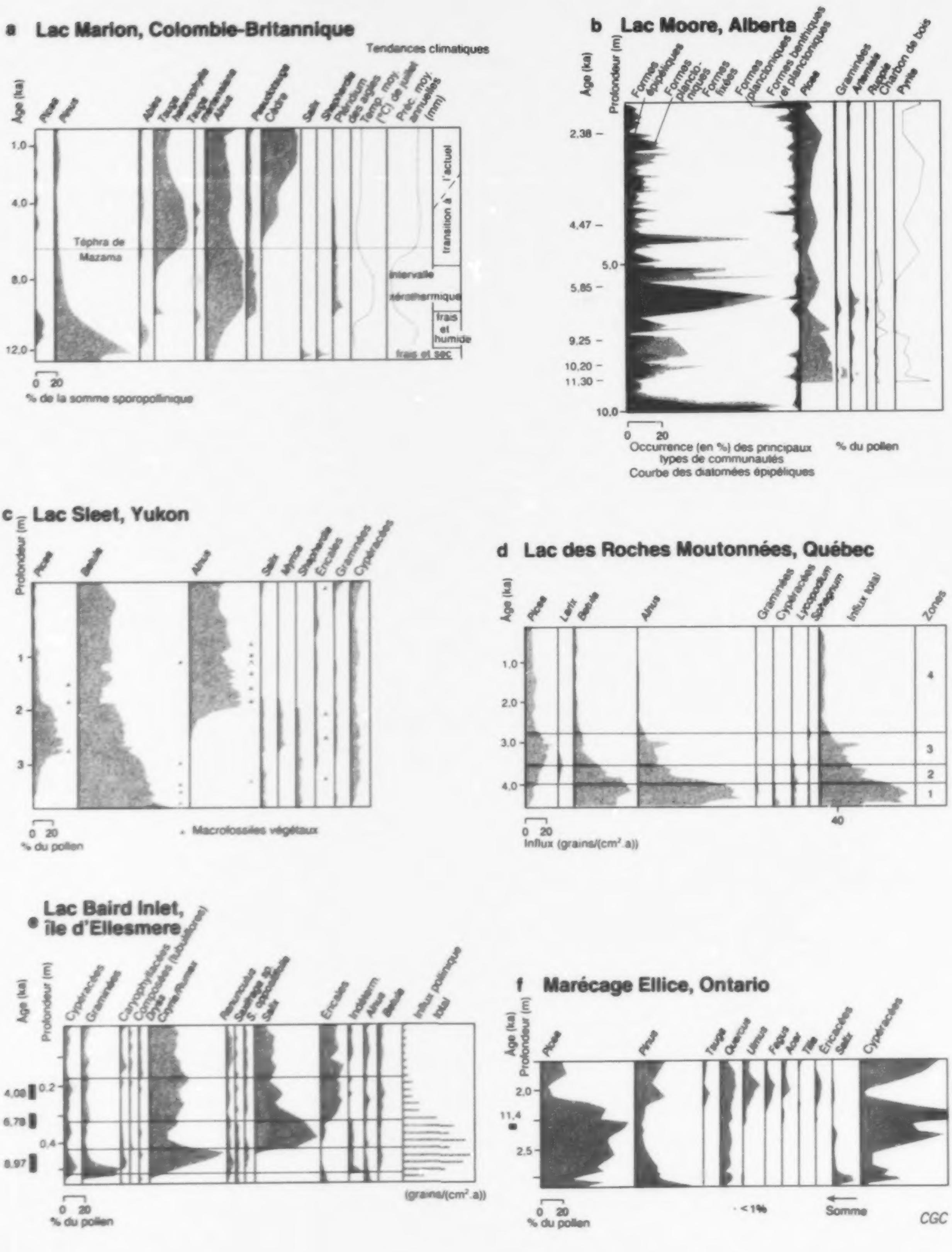


Figure 7-16. Carte de localisation des sites présentés dans le texte. (1) Lacs Marion et Surprise; (2) Lac Pinecrest; (3) Lac Squeah; (4) Lac Blue; (5) Lac Horseshoe; (6) Tourbière Bear Cove; (7) Tourbière Kelowna; (8) Lac Chilhil; (9) Lac Phair; (10) Tourbière Chalmers; (11) Sites de la rivière de la Paix; (12) Lac Moore; (13) Lac Lofty; (14) Site Herbert; (15) Site Hafichuk; (16) Site Russell; (17) Site du mont Riding; (18) Lac Hayes; (19) Lac Cycloid; (20) Lac Reindeer; (21) Lac Lynn; (22) Lac Ennadai; (23) Lac Hanging; (24) Lac Sleet; (25) Lac Baird Inlet; (26) Site des îles Carey; (27) Lac des Roches Moutonnées; (28) Site Bereziuk; (29) Lac Delorme; (30) Lac Eagle; (310) Lac Moraine; (32) Site des Sept-Îles; (33) Lac Yelle; (34) Lac Jack; (35) Lac Nina; (36) Tourbière Ellice; (37) Tourbière Gage Street; (38) Tourbière Ballycroy; (39) Lac Perch; (40) Lac Ramsay; (41) Lac Marcotte; (42) Lac à l'Ange; (43) Lac Colin; (44) Lac Roulston; (45) Lac Basswood; (46) Lac Teagues; (47) Étang MacLaughlin; (48) Lac Silver; (49) Lac Sugarloaf.

Un diagramme pollinique composite simplifié de la région de Yale, dans le canyon du Fraser inférieur, comporte des indices qualitatifs d'un intervalle xérothermique précoce. Le relief accidenté du canyon du Fraser inférieur et les conditions climatiques subcontinentales contrastent avec le climat maritime plus humide de la région du lac Marion, à l'ouest (Courtin et al., 1981). Des différences semblables ont probablement existé durant tout l'Holocène. Les forts pourcentages de spores du ptéridium des aigles et du pollen d'aulne, de douglas taxifolié et de Graminées témoignent de conditions typiques d'une forêt ouverte (Heusser, 1973, 1974; Hebda, 1983). Ces mêmes caractéristiques impliquent une augmentation de la fréquence des incendies de forêt (McMinn, 1951), qui a probablement fortement contribué à l'instabilité des forêts dans tout le sud de la Colombie-Britannique, de l'Holocène inférieur à l'Holocène moyen.

Des inversions de l'abondance pollinique relative de certains taxons (par ex. la pruche occidentale et peut-être


a Lac Marion, Colombie-Britannique
Tendances climatiques
Âge (ka)
Picea
Pinus
Abies
Tsuga heterophylla
Tsuga mertensiana
Alnus
Pseudotsuga
Cèdre
Salix
Shepherdia
Pteridium
Temp. moy. de juillet (°C)
Préc. moy. annuelles (mm)
Téphra de Mazama
l'actuel
transition à
intervalle xérothermique
frais et humide
frais et sec
% de la somme sporopollinique
b Lac Moore, Alberta
Âge (ka)
Profondeur (m)
Formes épipéliques
Formes plancto-niques
Formes fixées
Formes planctoniques
Formes benthiques et planctoniques
Picea
Graminées
Artemisia
Ruppia
Charbon de bois
Pyrite
Occurrence (en %) des principaux types de communautés
Courbe des diatomées épipéliques
% du pollen
c Lac Sleet, Yukon
Profondeur (m)
Picea
Betula
Alnus
Salix
Myrica
Shepherdia
Éricales
Graminées
Cypéracées
% du pollen
Macrofossiles végétaux
d Lac des Roches Moutonnées, Québec
Âge (ka)
Picea
Larix
Betula
Alnus
Graminées
Cypéracées
Lycopodium
Sphagnum
Influx total
Zones
Influx (grains/(cm².a))
e Lac Baird Inlet, île d'Ellesmere
Âge (ka)
Profondeur (m)
Cypéracées
Graminées
Caryophyllacées
Composées (tubuliflores)
Dryas
Oxyria/Rumex
Ranunculus
Saxifraga sp.
S. oppositifolia
Salix
Éricales
Indéterm.
Alnus
Betula
Influx pollinique total
(grains/(cm².a))
% du pollen
f Marécage Ellice, Ontario
Âge (ka)
Profondeur (m)
Picea
Pinus
Tsuga
Quercus
Ulmus
Fagus
Acer
Tilia
Éricacées
Salix
Cypéracées
% du pollen
< 1%
Somme
CGC

le sapin baumier) aident à délimiter les périodes de changement climatique dans le sud de la Colombie-Britannique, à plus forte raison lorsque les exigences autécologiques de ces taxons sont considérées. Ces taxons sont caractérisés par une faible résistance à la sécheresse, un fort optimum d'humidité et une faible résistance au feu (Minore, 1979). Les exigences autécologiques du douglas taxifolié sont complètement à l'opposé; une forte abondance pollinique indique dans ce cas un climat plus chaud et plus sec et peut-être une fréquence accrue des feux de forêt. L'inversion de la pruche à l'Holocène inférieur en Colombie-Britannique est particulièrement évidente au site de la tourbière de l'anse Bear, sur l'île de Vancouver, où la part de ce pollen dans la somme pollinique totale a chuté de 40 à 11% (Hebda, 1988). La prolifération du douglas taxifolié et du ptéridium des aigles au cours du même intervalle est probablement le signe d'un climat chaud et sec. Des inversions aussi significatives sur le plan climatique sont mises en évidence dans les courbes du sapin baumier au lac Marion (fig. 7-17a) et au lac Surprise (Mathewes, 1973).

Sud des régions intérieures. Hansen (1955) a identifié une période chaude et sèche dans le centre sud de la Colombie-Britannique entre 7,5 et 3,5 ka, marquée d'un maximum thermique vers 6,6 ka. Alley (1976) a lui aussi mis en évidence l'existence d'un intervalle chaud et sec dans la tourbière de Kelowna (site 7, fig. 7-16), mais il le situe entre 8,4 et 6,6 ka. Les études géomorphologiques d'Alley corroborent les données palynologiques qui indiquent un épisode d'activité éolienne et de formation de dunes dans la vallée de l'Okanagan au cours de l'Holocène inférieur, suivi d'un épisode de fixation des dunes. Dans cette région, comme sur la côte, le téphra de Mazama est à peu près contemporain du retour à un climat plus frais et humide.

King (1980) a analysé les pollens, les macrofossiles végétaux et les restes de mollusques aquatiques des lacs Chilhil et Phair, près de Lillooet, en Colombie-Britannique. L'existence de conditions xérothermiques à l'Holocène inférieur est particulièrement évidente au lac Chilhil (site 8, fig. 7-16) où des pollens et des graines de plantes de vasières, notamment des Chenopodiacées et *Rumex*, des pulmonés et des plantes d'eau peu profonde, indiquent que le niveau du lac était bas entre 8,0 et 6,6 ka. Cette phase est suivie d'une phase caractérisée par une réduction appréciable des organismes indicatifs d'une vasière et, par conséquent, par une remontée des niveaux lacustres. Au lac Phair (site 9, fig. 7-16), situé dans la même grande région, les sédiments commencèrent à s'accumuler juste avant l'éruption du Mazama. La séquence pollinique débute par une tourbe fibreuse d'eau peu profonde, avec abondance d'akènes de Cypéracées et de pollens de *Typha*, à laquelle succèdent, vers 5,7 ka, des marnes d'eau plus profonde représentant un étang permanent marquant un relèvement des niveaux d'eau.

Hebda (1982) a documenté des changements climatiques fondés sur les variations de l'extension des prairies dans les régions intérieures méridionales. En utilisant les valeurs de référence de pollens non arboréens, notamment les courbes de la fréquence pollinique d'*Artemisia* et des Graminées, il a interprété la période comprise entre 10 et 8 ka comme représentant un maximum de la prairie, caractérisé par un climat plus chaud et plus sec que le climat actuel. Cette période fut suivie, entre 8 et 4,5 ka, par une période de prairies mésiques attestant une tendance générale vers une expansion des forêts et un climat plus humide.

Holocène supérieur

Région côtière. Si la nature du climat au cours de l'Holocène inférieur et moyen fait encore l'objet de controverses, les géologues et les paléobotanistes s'entendent généralement sur le fait que le climat sur la côte de la Colombie-Britannique à l'Holocène supérieur était plus froid et plus humide qu'à l'Holocène inférieur (Clague, 1981). Toutefois, le début de ce refroidissement semble être diachrone dans la Cordillère. Les données géologiques mettant en évidence des réavancées néoglaciaires de glaciers alpins dans la Cordillère sont fragmentaires pour les 5 derniers millénaires, mais la période comprise entre 3,1 et 2,3 ka est bien documentée (Clague, 1981).

Les indicateurs paléobotaniques suggèrent que le climat a commencé à devenir plus humide avant 5 ka sur certains sites côtiers. Par exemple, l'accroissement des fréquences polliniques de la pruche occidentale et du thuya dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique est à peu près concomitant de la retombée des cendres du Mazama (6,6 ka; Mathewes, 1973; Mathewes et Rouse, 1975; Heusser, 1983). Les fréquences polliniques de la pruche occidentale et de l'épinette de Sitka ont commencé à augmenter peu après 7 ka à l'anse Bear, dans le nord de l'île de Vancouver (Hebda, 1983). Ces deux tendances suggèrent un climat devenant plus frais et plus humide. À l'anse Bear, cet intervalle frais et humide fut suivi, à partir de 4 ou 3 ka, de l'établissement de la forêt actuelle de pruches et de thuyas géants. Dans le même ordre d'idées, Hebda et Mathewes (1984) ont interprété les valeurs maximales du thuya géant en maints sites côtiers durant les 2 ou 3 derniers millénaires comme marquant une période de refroidissement et d'humidité accrue; durant cette période, la moyenne des températures de juillet pourrait avoir baissé de 1 à 2 degrés dans la région adjacente (Heusser, 1977).

Cependant, les reconstitutions paléoclimatiques basées sur des fonctions de transfert palynoclimatiques n'ont pu mettre en évidence ni un refroidissement des températures ni une augmentation de l'humidité à l'Holocène supérieur. Les données recueillies par Mathewes et Heusser (1981) au lac Marion (fig. 7-17) suggèrent des conditions plus ou moins constantes depuis 6 ka. Ce qui laisse également perplexe, c'est que les courbes des précipitations et des températures reconstituées à partir d'une carotte marine prélevée dans l'inlet Saanich (Colombie-Britannique) révèlent peu de changements durant l'Holocène (Heusser, 1983).

Régions intérieures. Dans la région d'Okanagan (site 7, fig. 7-16), le climat est devenu plus frais et plus humide vers 6 ka (Alley, 1976). Les fluctuations ultérieures semblent coïncider avec les stades néoglaciaires. Par ailleurs, Hebda (1982) a analysé des données qui indiquent une

◄——

Figure 7-17. Diagrammes polliniques abrégés des sites suivants: (a) lac Marion, Colombie-Britannique (Mathewes, 1973); (b) lac Moore, Alberta; (c) lac Sleet, Yukon (Spear, 1983); (d) lac des Roches Moutonnées, Québec (McAndrews et Samson, 1977); (e) lac Baird Inlet, île d'Ellesmere, Territoires du Nord-Ouest (Hyvarinen, 1985); et (f) tourbière Ellice, Ontario (Anderson, 1971).

humidité accrue (malgré un climat peut-être plus chaud que le climat actuel) entre 8 et 6 ka, puis une autre vers 4,5 ka. Dans le sud-est de la Colombie-Britannique, Hazell (1979) a montré que la végétation arbustive de l'Holocène inférieur a fait place à une forêt fermée à partir de 7 ka. Même s'il n'attache pas de signification climatique à l'apparition du pollen de la pruche occidentale vers 4 ka, l'arrivée de cet arbre hygrophile marque probablement un changement climatique. Des données recueillies dans le nord de l'État de Washington mettent en évidence une expansion des forêts entre 5 et 4 ka, expansion probablement causée par des conditions plus fraîches et plus humides (Hebda, 1982). Cette tendance contraste nettement avec les données provenant de la tourbière Chalmers (site 10, fig. 7-16; fig. 7-12a) sur la bordure orientale de la Cordillère, qui n'indiquent virtuellement aucune fluctuation de la couverture végétale durant les 6 derniers millénaires (Mott et Jackson, 1982).

L'étude de carottes lacustres provenant de la région de la rivière de la Paix (site 11, fig. 7-16), dans l'arrière-pays du nord de la Colombie-Britannique et de l'Alberta (White et Mathewes, 1982; White, 1983), met en évidence une augmentation soutenue de l'humidité à partir de 7 ka environ. Au maximum de cette phase (5,5-3 ka), des étangs et des lacs permanents se sont formés sur le plateau de l'Alberta.

Des études stratigraphiques, palynologiques et macrofossiles détaillées sur les lacs Chilhil et Phair, dans la région de Lillooet (King, 1980), indiquent que l'histoire climatique postérieure à la retombée des cendres volcaniques du Mazama fut complexe. La formation de marais au lac Phair et la diminution de la fréquence des espèces typiques de prairies ou de vasières vers 7 ka marquent le passage à un climat plus humide. À 5,7 ka, un plan d'eau permanent s'était formé et des marnes s'y déposaient. Les marnes passèrent à une gyttja vers 2 ka, suggérant une autre remontée du niveau lacustre. Des assemblages polliniques similaires aux assemblages actuels, caractérisés par une réduction des herbacées et des armoises, sont apparus vers 4 ka, en même temps qu'un accroissement du nombre de Pélécypodes et une diminution des Gastéropodes aquatiques; ces changements sont peut-être aussi reliés à un relèvement du niveau lacustre. Au lac Chilhil, la réduction de la fréquence pollinique des plantes herbacées et des armoises est datée à 4,4 ka, mais l'analyse des macrofossiles de plantes aquatiques et des mollusques révèle que les variations du niveau du lac Chilhil ne sont pas synchrones de ceux du lac Phair.

White et Mathewes (1982) et Vance et al. (1983) se sont penchés sur d'autres données recueillies en Alberta et dans le nord-est de la Colombie-Britannique et mettant en évidence un maximum thermique et xérique antérieur à 6 ka environ, suivi de plusieurs épisodes de refroidissement. Vance et al. (1983) datent la fin de l'Hypsithermique à 4 ka, et l'établissement de la forêt actuelle à 3 ka.

Alberta

Hansen (1949, 1952) fut probablement le premier à reconnaître un épisode hypsithermique chaud et aride en Alberta, tandis que Moss (1955) a attribué à cet épisode l'origine des prairies de la rivière de la Paix. Des travaux récents, présentés ci-dessous, montrent que l'histoire paléo-écologique holocène de l'Alberta comporte un épisode de climat chaud et sec qui a duré 3 ou 4 ka et au cours duquel les conditions hydrologiques de surface et la végétation d'une bonne partie de la province ont subi des changements majeurs.

Même en l'absence de documents polliniques, les datations au ^{14}C obtenues à la base des sédiments lacustres et palustres du centre de l'Alberta mettent en évidence une suite complexe d'épisodes de formation de lacs et de fluctuations des niveaux lacustres. Les lacs contenant des sédiments de base anciens sont soit très profonds, soit situés dans la forêt boréale occidentale. Ceux dont les sédiments de base sont plus récents, par ex. 3-5 ka, sont situés pour la plupart dans l'écotone zonal de la tremblaie-parc du centre de l'Alberta. Ces résultats suggèrent que certaines régions de la province ont connu initialement une période de sécheresse intense et prolongée.

Les profils polliniques de deux bassins, dont l'un est aujourd'hui occupé par le lac Moore, et l'autre par le lac Lofty, fournissent des données sur la chrolonogie et la sévérité de cet intervalle aride de l'Holocène. Le lac Moore (site 12, fig. 7-16; figure 7-17b) est situé le long de l'écotone de la forêt boréale méridionale dans le centre est de l'Alberta. Il s'agit d'un lac méromictique dont la profondeur maximale est de 30 m. Une carotte longue de 9 m et constituée de sédiments finement laminés a été prélevée au plus creux du lac. À la base du profil, un âge de 11 300 ± 170 BP (GSC-2856) est associé à des assemblages polliniques dominés par *Populus*, *Betula* et *Picea*, avec des traces de *Pinus* (fig. 7-17b). Il semble qu'une forêt boréale tardiglaciaire avait déjà colonisé cette région avant la formation du bassin du lac Moore. L'abondance pollinique de l'épinette décroît de bas en haut dans le profil, ses valeurs minimales étant atteintes au niveau de 6,8 m. Par contre, le pollen des Graminées et d'*Artemisia* augmente progressivement. Le pollen de *Ruppia* est limité à l'intervalle compris entre 6,2 et 8,1 ka, tandis que la fréquence de fragments de charbon de bois est maximale dans l'intervalle daté entre 9 250 ± 80 BP (GSC-2858) et 5 850 ± 80 BP (GSC-3870); plus haut, les fragments de charbon de bois sont absents des sédiments de couleur rouille. L'abondance de l'épinette augmente vers 5,8 ka, tandis que celle des herbacées et d'*Artemisia* diminue; *Ruppia* disparaît du profil pollinique. À compter de 5,8 ka environ, les fragments de charbon deviennent très peu abondants tandis que la pyrite devient plus abondante.

Les variations de la fréquence des pollens, du charbon de bois et de la pyrite entre 9,2 et 5,8 ka semblent imputables à une sécheresse régionale; c'est du moins la meilleure explication. Durant cette période de grande sécheresse, la végétation était en expansion aux dépens de la forêt boréale et, d'après l'abondance du charbon de bois, l'expansion et le maintien des prairies ont été favorisés par une augmentation de la fréquence des feux de forêt en périphérie. L'évaporation accrue des eaux du lac Moore a sans doute entraîné une augmentation de la concentration des solides dissous, favorisant éventuellement la croissance de *Ruppia occidentalis*, plante aquatique actuellement restreinte aux lacs salés de l'Alberta et d'autres régions. Un pic d'abondance des diatomées épipéliques entre 9,2 et 5,6 ka (fig. 7-17) donne une idée de l'ampleur de l'abaissement du niveau lacustre. Ces diatomées sont fixées à la végétation aquatique submergée; leur prédominance indique donc que le lit du lac Moore se trouvait dans la zone photothrophique, c'est-à-dire que la profondeur de l'eau s'était abaissée à environ 12 m ou moins, donc que le niveau du lac était à 18 m sous le niveau actuel.

Quelque temps avant 5,9 ka, les tendances décrites ci-dessus se sont inversées. Les eaux du lac Moore se sont refroidies, la fréquence des feux de forêt a diminué, la pessière a succédé à la prairie, la végétation aquatique submergée a été anéantie, les diatomées planctoniques ont dominé et les eaux profondes stratifiées sont revenues à des conditions anaérobies (et conséquement plus favorables à la précipitation de la pyrite en présence de bactéries anaérobies). Ces changements ne peuvent s'expliquer que par une augmentation des précipitations, ou un abaissement des températures estivales, ou une combinaison de ces deux facteurs.

Le profil pollinique du lac Lofty, situé 100 km à l'ouest du lac Moore (site 13, fig. 7-16), met en évidence une augmentation de l'influence de la prairie entre 9,2 et environ 6 ka (Lichti-Federovich, 1970). De plus, l'augmentation des fréquences des Cypéracées, de *Typha*, de *Miriophyllum* et de *Ruppia* est révélatrice de la présence d'eau saline peu profonde. Une carotte prélevée dans la partie actuellement la plus profonde du lac Lofty montre que le lac s'est en bonne partie asséché entre environ 8,7 et 6,3 ka. À cette époque, il ne formait plus qu'un étang peu profond entouré d'un sol marécageux; une prairie ou une forêt ouverte occupait les terres hautes adjacentes. Le niveau du lac s'était abaissé d'au moins 8 m selon un calcul des profondeurs d'eau et des profondeurs de la carotte. À compter de 6,3 ka, la remontée du niveau du lac a favorisé le dépôt d'un gyttja algaire sur le paléosol.

Des études polliniques détaillées d'autres lacs du centre de l'Alberta confirment les tendances observées aux lacs Moore et Lofty, notamment l'existence, dans le centre de la province, d'une période d'aridité régionale débutant dès 9,2 ka pour se terminer à 5,8 ka ou un peu après (Licht-Federovich, 1970; Vance et al., 1983). Au maximum de cette période aride de l'Holocène, les lacs profonds du centre de l'Alberta étaient réduits à des mares salées peu profondes, dont certaines étaient devenues des milieux propices à la ruppie (*Ruppia*), tandis que la sécheresse avait réduit les mares peu profondes à l'état de dépressions boueuses et salées, couvertes de salicornes (*Salicornia*).

Les systèmes fluviaux ont également été affectés par ces changements climatiques. La présence du téphra de Mazama (6,6 ka) sur certaines plaines alluviales du sud de l'Alberta indique que le dépôt des cendres avait été précédé d' une période de stabilité, d'absence de sédimentation, et de pédogenèse (Dormaar, 1983; Waters et Rutter, 1983). Avec le retour d'un climat plus humide, quelque temps après la retombée des cendres du Mazama, le processus d'alluvionnement a repris sur les plaines alluviales.

Les changements paléohydrologiques survenus à l'Holocène inférieur et moyen ont profondément affecté la faune et la flore de l'Alberta, et probablement aussi les cultures humaines préhistoriques. Ainsi, il est probable que la rarification des eaux de surface a appauvri les ressources halieutiques, et que l'expansion des prairies a amoindri les disponibilités en bois combustibles. En revanche, la sécheresse du climat était sans doute favorable à l'élevage et à la chasse des gros ongulés herbivores. Elle a aussi eu l'avantage de maintenir les sites archéologiques dans un état de préservation remarquable. Si les données archéologiques de l'Alberta présentent une lacune entre 8,5 et 5,5 ka, il se pourrait que ce soit parce qu'elles sont fondamentalement non représentatives. L'érosion des rivages due à la remontée ultérieure du niveau des lacs aurait détruit ou ennoyé de nombreux sites archéologiques, tandis que la reprise de l'alluvionnement après l'épisode de sécheresse en a probablement enfoui d'autres.

Les effets de la sécheresse à l'Holocène ne sont pas évidents dans la forêt boréale, peut-être pour les raisons écologiques avancées par Ritchie (1981). L'existence d'un climat aride vers 8 ka a été mise en évidence dans la région du col Crowsnest, en Alberta (Driver, 1978). Plus au nord, dans la région du col Tonquin, dans le parc national de Jasper, la limite des arbres s'est avancée en haut de sa position actuelle entre 8,7 et 4,3 ka (Kearny et Luckman, 1983). Il ne fait donc aucun doute qu'une augmentation des températures est un des facteurs climatiques qui ont contribué à l'instauration d'un climat aride dans le centre et le sud de l'Alberta.

Centre du Canada

Aux fins de la présente discussion, le centre du Canada comprend la Saskatchewan, le Manitoba et la partie de l'Ontario située à l'ouest du lac Supérieur. Le sud du Manitoba, en particulier, a fait l'objet de nombreuses études polliniques par Ritchie (1964, 1967, 1969), Ritchie et Hadden (1975), et Ritchie et Lichti-Federovich (1968). En Saskatchewan, les études ont surtout été effectuées par Ritchie et de Vries (1964), par Mott (1973) et par Wilson (1984). Ritchie (1976) a présenté une synthèse de l'histoire de la végétation au Wisconsinien supérieur et à l'Holocène, à partir d'une vingtaine de profils polliniques de la région. La palynostratigraphie de cette région est également présentée dans ce chapitre par Ritchie (1989).

Des prairies ont succédé aux pessières initiales vers 10 ka à Herbert (site 14, fig.7-16), vers 10,6 ka à Hafichuk (site 15) dans le sud de la Saskatchewan, vers 10,2 ka à Russell (site 16) dans le sud du Manitoba, et un peu plus tard (vers 9,5 ka) au nord. Ces prairies sont caractérisées par de forts pourcentages d'herbacées, principalement *Artemisia*, des Chénopodiacées, des Graminées et des Ambroisies, comme le révèle le profil du mont Riding (site 17, fig. 7-16, fig. 7-12d), au Manitoba. Au nord de 52°N à peu près, la prairie a été précédée d'une étroite zone boisée dominée par le bouleau, peut-être accompagné par le peuplier. Au lac Hayes (site 18, fig. 7-16), dans l'ouest de l'Ontario, une forêt mixte ouverte, dominée par le pin gris et le peuplier, a envahi et remplacé la pessière à 9,2 ka; les boisés mixtes ont persisté jusqu'à environ 3,6 ka, après quoi ils ont été remplacés par des forêts d'épinettes et de sapins (McAndrews, 1982).

Le remplacement de l'épinette par la prairie dans le sud du Manitoba et de la Saskatchewan, et par des boisés dominés par le pin gris dans l'ouest de l'Ontario, est attribué à un réchauffement et à un assèchement du climat, ainsi qu'à une augmentation concomitante de la fréquence des feux de forêt. Le climat chaud et aride a apparemment culminé entre 8 et 6 ka environ, entraînant l'expansion de la végétation de prairie au-delà de ses limites actuelles et l'abaissement du niveau des lacs à quelques-uns des sites les plus au sud. Cet optimum climatique coïncide avec l'expansion de la prairie dans le Midwest américain et avec le début de la formation d'une flore distincte dans la péninsule des Prairies, en Illinois (King, 1981).

Une augmentation de la fréquence des feux de forêt serait à l'origine de l'incursion du pin (surtout *Pinus banksiana*) au lac Cycloid (Mott, 1973) et au lac Reindeer (Ritchie, 1976), incursion datée à 6 ka (site 19, 20, fig. 7-16).

Par la suite, la forêt boréale s'est déplacée vers le sud et les prairies ont été de nouveau envahies par l'épinette, le pin, le bouleau, le chêne et l'aulne entre 5,5 ka et 2 ka, probablement à cause de conditions climatiques plus froides et plus humides.

Nord du Canada

Les données polliniques, l'évolution de la végétation et les tendances climatiques à l'Holocène dans le nord-ouest du Canada ont été discutées récemment par Ritchie (1977, 1982), Ritchie et Hare (1977), Matthews (1980), Cwynar (1982), Ritchie et Cwynar (1982), Ritchie et al. (1983) et MacDonald (1983). Une synthèse exhaustive des données disponibles en 1983 est présentée par Ritchie (1984a). L'histoire holocène de la végétation en Alaska a été présentée par Ager (1983).

Au lac Sleet (site 24, fig. 7-16; fig. 7-17c), dans la péninsule de Tuktoyaktuk, dans les Territoires du Nord-Ouest, les profils de l'influx et du pourcentage pollinique, augmentés d'analyses macrofossiles, sont probablement les documents qui mettent le mieux en évidence l'épisode de réchauffement de l'Holocène inférieur dans le nord-ouest du Canada (Spear, 1983; Ritchie, 1984a). L'influx pollinique de l'épinette augmente brusquement un peu avant 10 ka, culmine à 9 ka, puis diminue progressivement jusqu'à l'époque actuelle. Le signal climatique dominant, basé essentiellement sur le comportement de l'épinette, est un réchauffement rapide à compter d'environ 12 ka, suivi d'une période plus chaude que le climat actuel entre environ 10 et 4,5 ka. Même si le refroidissement s'est amorcé dès 8 ka, ce n'est qu'à 4,5 ka que l'influx pollinique de l'épinette s'est abaissé jusqu'aux niveaux actuels.

Plus à l'ouest, au lac Hanging (site 23, fig. 7-16), dans le nord du Yukon (Cwynar, 1982), le maximum thermique de l'Holocène inférieur est daté entre 11,1 et 8,9 ka. À ce site, et dans d'autres lacs de la région du delta du Mackenzie (Ritchie et al., 1983), l'influx pollinique total augmente brusquement à 10 ka. Cette augmentation ainsi que la présence de certains macrofossiles de plantes témoins semblent coïncider avec le maximum du cycle d'insolation (Milankovitch) de l'Holocène inférieur, daté à 10 ka (Ritchie et al., 1983).

La séquence des changements climatiques holocènes mise en évidence dans le nord-ouest du Canada diffère de celles du centre nord du Canada et de l'est de l'Arctique. Des masses glaciaires ont persisté dans les régions de Keewatin et du Nouveau-Québec — Labrador jusqu'à l'Holocène moyen, retardant ainsi le réchauffement dans ces régions. La déglaciation a été immédiatement suivie, à maints endroits, de la sédimentation organique et de l'immigration d'arbres et arbustes, ce qui suggère qu'à l'Holocène inférieur, le gradient thermique était particulièrement fort dans cette région. Par exemple, les forts pourcentages polliniques de *Picea* à la base des dépôts des lacs Lynn et Ennadai (site 21, 22, fig. 7-16) dans le nord de la région du Manitoba-Keewatin sont datés à 6,5 et 5,8 ka, respectivement (Nichols, 1967). *Larix* et *Alnus crispa* dominent dans les assemblages les plus anciens au lac Delorme (site 29, fig. 7-16; fig. 7-14), dans les parties les plus récemment déglacées du centre du Nouveau-Québec (Richard et al., 1982). Une zone dominée par *Abies* précède les accroissements soudains du bouleau et de l'épinette près de Sept-Îles (site 32, fig. 7-16) au Québec (Mott, 1976), et de l'épinette au lac Eagle (site 30, fig. 7-16; fig. 7-14) dans le sud-est du Labrador (Lamb, 1980), tandis que *Populus* précède l'épinette à Bereziuk (site 28, fig. 7-16; fig. 7-14) dans le centre ouest du Québec (Richard, 1979). Les assemblages de l'Holocène inférieur dominés par des espèces arborescentes et arbustives sont particulièrement évidents dans les diagrammes polliniques abrégés du lac Delorme, de Bereziuk et du lac Eagle (fig. 7-14). Les pourcentages de l'épinette augmentent généralement plus tôt dans le sud-est et le sud-ouest du Nouveau-Québec que dans le reste du Nouveau-Québec et au Labrador. Contrairement aux régions situées plus à l'ouest, l'influx pollinique total dans la région du Nouveau-Québec — Labrador, représenté par un profil établi pour le lac des Roches Moutonnées, au Québec (McAndrews et Samson, 1977; site 27, fig. 7-16; fig. 7-17d) n'a culminé que vers 4 ka. Ce retard fut causé par la migration vers le nord de la forêt dominée par l'épinette par suite du réchauffement climatique régional.

D'autres données paléo-écologiques dans le Nord du Canada viennent confirmer l'existence d'un stade hypsithermique à l'Holocène moyen. La limite des arbres s'est déplacée vers le nord entre 5,5 et 3,5 ka au Keewatin (Nichols, 1967), et dès 4,5 ka dans la région du Nouveau-Québec — Ungava (Gagnon et Payette, 1981). La présence de paléosols podzoliques à l'intérieur et à proximité de l'écotone forêt-toundra atteste une migration de la forêt vers le nord et, conséquemment, un réchauffement climatique durant l'Holocène moyen. La paludification constitue dans certains cas un indice de réchauffement climatique (Moore et Bellamy, 1974). Au Nouveau-Québec, la période de paludification maximale s'échelonne essentiellement entre 5,5 et 3,8 ka (Payette, 1984).

Plusieurs types d'observations témoignent d'une détérioration ultérieure du climat. Du charbon d'épinette daté à 3,5 ka dans un podzol du secteur sud-ouest de Keewatin (Sorenson, 1977) est interprété comme étant le signe d'une détérioration climatique qui a fait que les masses d'air froid et sec en provenance de l'Arctique ont empêché les forêts consumées de se régénérer.

Les indices d'une fréquence accrue des incendies de forêt et d'une activité éolienne débutent vers 5 ka dans la région de la toundra forestière du nord-ouest du Québec (Filion, 1984). L'augmentation des teneurs en sédiments minérogéniques représentés par les profils de K, Mg et Ca au lac Moraine (site 31, fig. 7-16), au Labrador (Engstrom et Wright, 1984), postérieurement à 4 ka, pourrait marquer une intensification de l'érosion dans un milieu de boisés lichéniques plus ouverts.

Dans le Haut-Arctique canadien, il y a abondance de bois flotté, daté entre 6,5 et 4,5 ka, sur les plages soulevées; jamais au cours de l'Holocène la surface des eaux libres ne fut-elle aussi étendue que durant cet intervalle de 2 ka (Blake, 1972). Ces deux millénaires de couverture glacielle réduite coïncident avec un intervalle chaud de l'Holocène moyen mis en évidence ailleurs dans le Nord du Canada (Blake, 1972). Andrews et al. (1981) ont estimé que la moyenne des températures de juillet dépassait de beaucoup les valeurs actuelles, du moins entre 5,5 et 2,5 ka. La paludification a commencé à s'accélérer vers 6,5 ka dans les îles Carey (site 26, fig. 7-16), dans le nord-ouest du Groenland, donc un peu plus tôt que dans les régions adjacentes (Brassard et Blake, 1978). Cette phase s'est terminée entre 4,5 et 4 ka.

La palynostratigraphie du lac Baird Inlet (site 25, fig. 7-16; fig. 7-17e), dans le centre est de l'île d'Ellesmere (Hyvarinen, 1985), montre une succession débutant à l'Holocène inférieur par des assemblages dominés par *Oxyria*, suivis d'une séquence dominée par *Salix* et des Éricales puis, à l'Holocène supérieur, d'une phase caractérisée par une expansion des plantes indicatives de terrains désertiques et semi-désertiques. Cette dernière phase, datée à environ 4 ka, est interprétée par Hyvarinen comme marquant une détérioration climatique par suite au refroidissement post-hypsithermique.

Sud-est du Canada

Cette région comprend le nord-est et le sud de l'Ontario, le sud du Québec et la région de l'Atlantique canadien; elle renferme la plus forte concentration de sites d'études palynologiques au Canada (Mott, 1975; Mott et Farley-Gill, 1978, 1981; Savoie et Richard, 1979; Anderson, 1980; Richard, 1980, 1981a; Terasmae, 1980; Labelle et Richard, 1981; McAndrews, 1981; Webb et al., 1983; Warner et al., 1984b). La plupart des sites sont situés dans le sud du Québec; d'autres sont situés dans le sud de l'Ontario et dans les Maritimes. Toutefois, les sites d'études palynostratigraphiques sont en nombre nettement insuffisant dans le centre du Québec, entre le golfe du Saint-Laurent et la baie James, et dans la partie continentale de Terre-Neuve. Anderson (1985) a compilé tous les profils polliniques connus du Quaternaire supérieur et a présenté une synthèse de l'histoire holocène de la végétation et du climat dans la région.

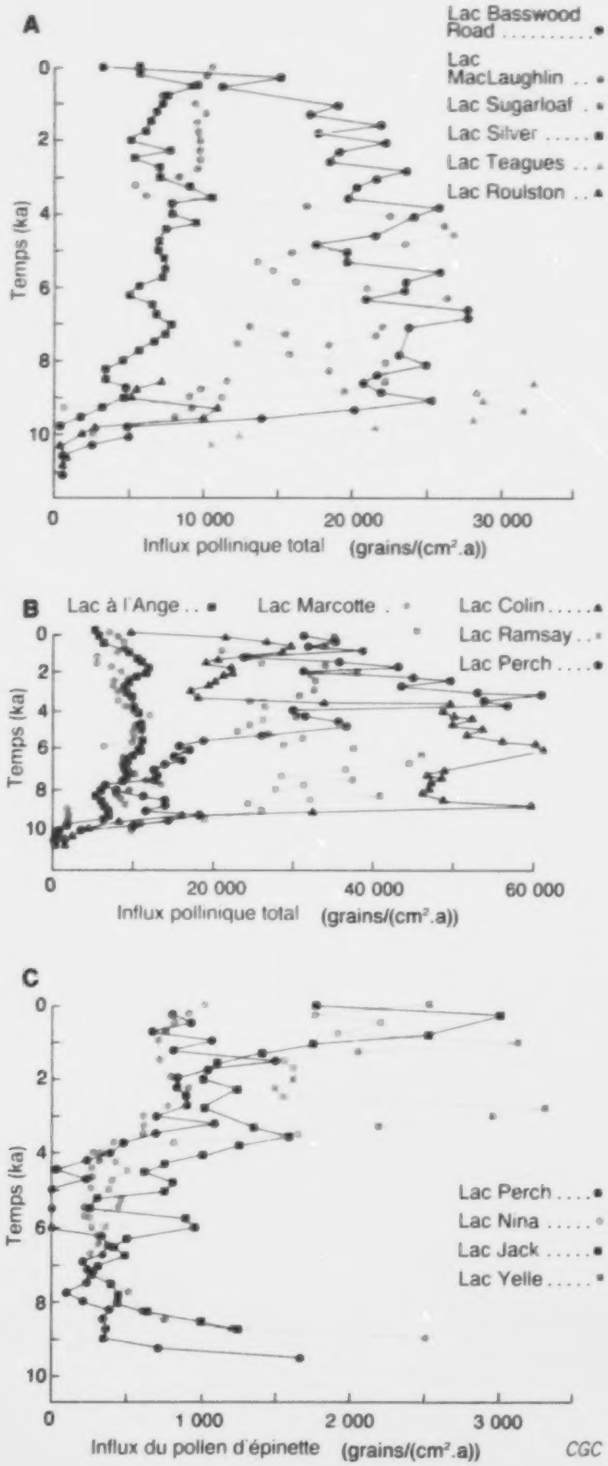
Les variations de l'influx pollinique sont l'un des critères essentiels à la compréhension de l'histoire climatique holocène de la région. La figure 7-18 résume les données disponibles sur l'influx pollinique à quatorze sites répartis entre le nord de l'Ontario et Terre-Neuve. Les taux d'influx pollinique sont faibles (moins de 5 000 grains/(cm^2.a)) avant 10 ka, mais ils augmentent très rapidement à tous les sites entre 10 et 9 ka. Les augmentations les plus fortes furent enregistrées aux lacs Colin, Ramsey, Basswood Road et Sugarloaf (sites 43, 40, 45, 49, fig. 7-16; fig. 7-18a, b). À cette époque, l'épinette ou l'association épinette/peuplier a été remplacée par le pin dans les assemblages polliniques du lac Silver (site 48, fig. 7-16), du lac Basswood Road et du lac Ramsay, ainsi qu'à d'autres lacs de l'est ontarien, et par le pin et le bouleau au lac Colin et autres lacs du Québec, au sud du Saint-Laurent. Durant cet intervalle, au nord du Saint-Laurent, les assemblages à prédominance arbustive ont été remplacés par l'épinette et le peuplier au lac Marcotte et au lac à l'Ange (sites 41, 42, fig., 7-16; fig. 7-18b). Ces hausses de l'influx pollinique total traduisent une augmentation de la productivité globale de la végétation, laquelle est presque certainement corrélative du réchauffement climatique. Donc, les variations de l'influx pollinique marquent le début d'une progression vers les conditions hypsithermiques. Les taux d'accumulation pollinique les plus forts ont été atteints à la plupart des sites, notamment au lac Colin, au lac Perch (site 39, fig. 7-16; fig. 7-18c) et à l'étang MacLaughlin (site 47, fig. 7-16; fig. 7-18a), entre environ 8 et 4 ka, ce qui correspond au maximum thermique.

Les profils polliniques de l'est de l'Ontario et ceux du sud et du centre sud du Québec indiquent un changement remarquable de la végétation durant cette période. Les populations de bouleau se sont propagées vers le nord pour envahir le Québec méridional (Webb et al., 1983), tandis que le pin blanc et le bouleau se sont répandus jusque dans le centre sud du Québec. Vers 7 ka, la pruche et les feuillus « nordiques » étaient déjà très répandus. Le déclin de la pruche a débuté vers 4,8 ka dans toute son aire de distribution (Davis, 1981a) et ce taxon a été remplacé par l'érable, le hêtre et l'orme. La pruche est réapparue peu après 4 ka, sans toutefois atteindre son importance antérieure dans la forêt mixte, comme en témoigne la diminution des pourcentages de pruche dans la plupart des diagrammes polliniques du sud-est du Canada.

Des taux estimés de l'influx pollinique de l'épinette sont donnés pour quatre sites de la région du nord des Grands Lacs et de la baie James (fig. 17-18c). En général, l'influx de l'épinette est faible entre 8 et 4 ka, et augmente au moins du double vers 4 ka ou peu après. Ces augmentations sont particulièrement fortes au lac Nina et au lac Yelle (sites 35, 33, fig. 7-16). Un âge de 3 450 ± 60 BP (WAT-809) a été obtenu juste au-dessus de l'augmentation de l'influx de l'épinette au lac Jack (site 34, fig. 7-16), tandis qu'au lac Nina (fig. 7-18c), l'augmentation de l'influx de l'épinette est datée à 3 960 ± 90 BP (WAT-811; Liu, 1982). Cet accroissement soudain de l'influx pollinique de l'épinette peut être expliqué par une augmentation de la fréquence des épinettes dans la végétation à cette époque, et traduit présumément une migration vers le sud de l'écotone de l'épinette en réaction au refroidissement post-hypsithermique.

Durant l'Hypsithermique, les températures étaient supérieures de 1 à 2 °C aux températures actuelles dans la région du nord des Grands Lacs (McAndrews, 1981) et ont entraîné une expansion de l'aire de distribution de certains taxons végétaux et un déplacement des écotones audelà des limites des zones forestières. Par exemple, *Pinus strobus* s'est étendu jusqu'à environ 100 à 120 km au nord de sa limite actuelle (Terasmae et Anderson, 1970; Liu, 1982), *Thuja occidentalis* a agrandi son aire dans le nord de l'Ontario entre 7 et 5 ka (Liu, 1982). *Nyssa* (très probablement *N. sylvatica*) et *Decodon verticillatus* ont également débordé vers le nord à cette époque, en même temps que le pin blanc atteignait ses concentrations maximales (Warner et al., 1984b).

Des changements ou des lacunes stratigraphiques dans les profils polliniques et sédimentaires du sud-ouest de l'Ontario sont reliés aux fluctuations hydrologiques survenues dans les bassins de sédimentation à l'Holocène moyen. Le passage des marnes lacustres aux tourbes entre 8 et 7 ka à la tourbière Gage Street (site 37, fig. 7-16), à Kitchener, en Ontario (Anderson, 1982; Schwert et al., 1985), et vers 4,2 ka à la tourbière Ballycroy (site 38, fig. 7-16) près de Bolton, en Ontario (Anderson, 1971), est attribué à l'abaissement de la nappe phréatique sous l'effet du réchauffement et de l'assèchement du climat durant l'Hypsithermique. En fait, des données provisoires provenant de la tourbière Ellice (site 36, fig. 7-16; fig. 7-17f), près de Stratford, en Ontario, indiquent que la croissance de la tourbe pourrait avoir été moins rapide ou avoir même cessé durant l'Hypsithermique. Le maximum de *Pinus* et le premier pic de *Tsuga* qui caractérisent la plupart des sites lacustres et palustres du sud-ouest de l'Ontario, entre environ 10 et 4 ka (Mott et Farley-Gill, 1978; McAndrews, 1981; Turner et al., 1983), sont absents du diagramme pollinique de la tourbière Ellice (Fig. 7.17f). *Picea* est immédiatement remplacé par des pourcentages croissants de



Tsuga, *Acer*, *Fagus* et *Ulmus*; par contre, *Pinus* n'est pas significatif (moins de 30 % au maximum). Les Cypéracées et les Éricacées montrent des tendances inverses durant cet intervalle (les Cypéracées déclinent jusqu'à un minimum, tandis que les Éricacées atteignent leurs valeurs maximales). Il est tentant d'associer le déclin des Cypéracées à une diminution réelle ou à une interruption de la croissance de la tourbe en réaction à un abaissement de la nappe phréatique de la tourbière à cette époque. L'assèchement de la tourbière aurait favorisé l'empiètement de plantes un peu plus mésiques, comme les Éricacées et *Salix* par exemple. La remontée ultérieure de la nappe phréatique après 4 ka a pu modifier la tourbière de façon à favoriser le retour des Cypéracées.

Les modifications de la faune d'insectes dans la tourbière Gage Street (Schwert et al., 1985) à proximité corroborent l'existence d'un maximum thermique dans le sud-ouest de l'Ontario. L'apparition, vers 8,4 ka, de taxons d'insectes qui sont actuellement caractéristiques des basses terres du centre est des États-Unis marque le début d'un climat plus chaud que le climat actuel. Les températures moyennes de juillet inférées pour cette région se comparent à celles postulées pour la même période dans le nord de l'Ontario (McAndrews, 1981; Liu, 1982), la Nouvelle-Angleterre (Davis et al., 1980) et le Midwest nord-américain (Bartlein et al., 1984).

Sommaire

La tendance générale de l'Holocène inférieur vers un climat plus chaud que le climat actuel s'est amorcée avant 10 ka dans le nord-ouest du Canada et sur la côte sud de la Colombie-Britannique, vers 10 ka dans les régions intérieures de la Colombie-Britannique et dans le nord des Grandes Plaines, vers 9,2 ka dans le sud des Grandes Plaines, et entre 10 et 9 ka à maints endroits du sud-est du Canada. Il semble que le maximum xérothermique soit apparu plus tôt dans le nord-ouest (vers 10 ka), entre 9 ou 8,5 et 7 ka sur la côte et à l'intérieur de la Colombie-Britannique, entre 9 et 6 ka environ dans les Grandes Plaines, et entre 8 et 4 ka environ dans le sud-est du Canada. Une abondance de bois flotté daté entre 6,5 et 4,5 ka dans l'archipel arctique coïncide avec la période du maximum thermique de l'Holocène moyen dans tout le nord-est du Canada. La détérioration climatique vers les conditions actuelles s'est produite vers 4,5 ka en Colombie-Britannique, dans le nord-ouest et le centre du Canada, et vers 4 ka ou peu après dans le sud-est du Canada, au Nouveau-Québec — Labrador et dans l'est de l'Arctique, quoique certains sites suggèrent un refroidissement progressif et une augmentation des précipitations avant 5 ka.

Figure 7-18. Influx pollinique total (profils a et b) et influx pollinique de l'épinette (*Picea*) (profil c) dans les 14 lacs de l'Est canadien. Références: lac Basswood Road (Mott, 1975); lac MacLaughlin (Anderson, 1985); lac Sugarloaf (Macpherson, 1982); lac Silver (Livingstone, 1968); lacs Teagues et Roulston (R.J. Mott, inédit); lac Marcotte et lac à l'Ange (Labelle et Richard, 1981); lac Colin, (Mott, 1977); lac Ramsay (Mott et Farley-Gill, 1981); lac Perch (Terasmae, 1980; Terasmae et McAtee, 1979); lacs Nina et Jack (Liu, 1982); lac Yelle (Richard, 1980).

La limite inférieure de l'Hypsithermique est manifestement diachrone, tandis que sa limite supérieure est relativement synchrone. Comme les données sont souvent contradictoires, ces limites devraient peut-être être considérées comme étant de nature transitionnelle quant à la faune, à la flore et au climat.

ANALYSE POLLINIQUE DE SÉDIMENTS VARVÉS DU LAC CRAWFORD, ONTARIO, ET INDICES DES PÉRIODES D'AGRICULTURE AMÉRINDIENNE ET EUROPÉENNE

J.H. McAndrews et M. Boyko-Diakonow

Introduction

Le lac Crawford est situé en Ontario, dans une zone de conservation administrée par la Halton Region Conservation Authority. C'est le site d'un ancien village amérindien qui a été partiellement reconstruit. Un centre d'information y accueille les visiteurs.

Contrairement à la plupart des lacs canadiens, il se dépose dans le lac Crawford des couches annuelles de sédiments appelées varves. Ces varves constituent un outil chronologique précis pour l'analyse pollinique et l'étude de l'histoire de la végétation des environs du lac. Les analyses démontrent que deux périodes agricoles se sont succédées au lac Crawford depuis l'an 1000 de notre ère, soit une période amérindienne qui s'est échelonnée de 1360 à 1660 (Byrne et McAndrews, 1975; Finlayson et Byrne, 1975) et une période européenne qui a débuté vers 1820 (Boyko, 1973; McAndrews, 1976).

Cadre géologique

Le lac Crawford, situé à 65 km au sud-ouest de Toronto (fig. 7-19), à une altitude de 279 m, couvre une superficie de 2,4 km. À l'endroit le plus profond, 24 m d'eau recouvrent 4,5 m de sédiments organiques holocènes sus-jacents à des sables d'épaisseur indéterminée et d'âge pléistocène supérieur. Le lac est entouré, sur presque tout son périmètre, de falaises formées par la dolomie d'Amabel (Silurien); ces falaises sont hautes de 6 m et se prolongent jusqu'à 2 m sous la surface. Cette dolomie massive et horizontale, résistante à l'érosion, repose sur du calcaire, de la dolomie, du grès et des shales assez finement stratifiés appartenant aux groupes siluriens de Clinton et de Cataract, dont l'épaisseur totale est de 26 m; ces roches reposent sur le shale de Queenston d'âge ordovicien. Le lac Crawford occupe donc un petit bassin profond, creusé en grande partie dans les roches des groupes de Clinton et de Cataract.

L'origine du bassin du lac Crawford est obscure. Le sédiment le plus ancien, le sable basal, est âgée d'au moins 10,5 ka, à en juger par l'abondance du pollen d'épinette, mais il est certainement postérieur à l'avancée glaciaire du Lobe du lac Ontario au cours du Stade de Port Bruce, vers 15 ka (Karrow, 1983). Durant le Stade de Port Huron, entre 14 et 13 ka, le Lobe du lac Ontario s'est réavancé vers l'ouest jusqu'à la Moraine de Waterdown, située au sommet de l'escarpement du Niagara, 1 km à l'est du lac Crawford. L'eau de fonte s'écoulait alors dans un chenal juxtaglaciaire qui allait se déverser dans le Lac glaciaire Warren dans le bassin du lac Érié, passant successivement par le site du lac Crawford, par une chute aujourd'hui abandonnée et par une gorge (Chapman et Putman, 1984). Une datation de 13 660 ± 370 BP (WAT-951) obtenue sur des mousses dans les sédiments lacustres déposés dans le chenal est considérée comme l'âge minimal de l'interruption de l'écoulement fluvioglaciaire. Une explication possible de la formation du lac Crawford est la dissolution du calcaire au Pléistocène supérieur; cette explication est cependant peu plausible puisque la roche aux dépens de laquelle le bassin s'est formé est constituée en grande partie de dolomies, de grès et de shales, donc de roches presque insolubles. Une autre possibilité est celle d'une crue catastrophique dans le chenal-déversoir, dont la force hydraulique aurait excavé la roche et l'aurait transportée vers l'aval. Quoiqu'il en soit, le bassin n'a été que partiellement comblé de sédiments fluvioglaciaires, suggérant que sa formation eu lieu à la fin de l'épisode d'écoulement fluvioglaciaire ou peu après.

En raison de sa profondeur et de sa faible superficie, le lac est méromictique, c'est-à-dire que l'eau de surface, chaude et oxygénée, ne se mélange pas saisonnièrement à l'eau du fond, plus dense, froide et non oxygénée. Les animaux benthiques qui affouillent habituellement la surface des sédiments sont donc absents, de sorte que les fluctuations saisonnières des sédiments sont préservées en lits distincts (Boyko-Diakonow, 1979). En juin, lorsque les eaux de surface deviennent sursaturées en $CaCO_3$, des cristaux de calcite se forment, précipitent, et se déposent en un mince lit de sédiments blanchâtres (Ludlam, 1969). En octobre, la circulation en profondeur d'eaux oxygénées entraîne la mort des bactéries anaérobies et la précipitation de la pyrite, pour former un lit de sédiments noirâtres (Dickman, 1979) par dessus le lit blanchâtre formé au printemps. Chaque couplet de lits blancs et noirs forme une varve dont l'épaisseur varie entre 0,5 et 2,0 mm.

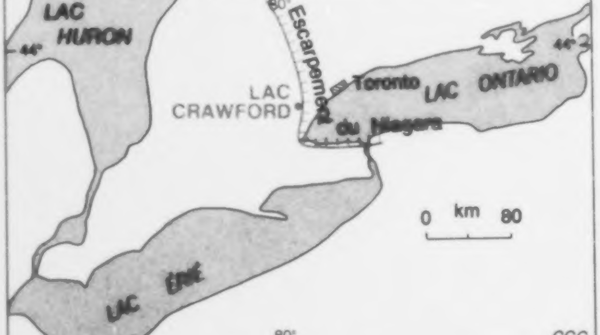


Figure 7-19. Carte de localisation du lac Crawford (d'après Boyko-Diakonow, 1979).

McAndrews, J.H. et Bokyo-Diakonow, M.
1989: Analyse pollinique de sédiments varvés du lac Crawford, Ontario, et indices des périodes d'agriculture amérindienne et européenne. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 7, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Analyse des varves et du pollen

En 1971, une carotte de sédiments varvés a été prélevée jusqu'à une profondeur de 83 cm (Swain, 1973) à l'aide d'un échantillonneur à tube réfrigérant, composé d'un tube lesté, obturé à la base et rempli de glace sèche. Le tube a été descendu dans les varves à l'aide d'une corde, laissé immobile durant 20 minutes, puis remonté. L'anneau gelé de sédiments varvés, d'une épaisseur de 2 cm, a été transporté au laboratoire, où les varves ont été comptées et échantillonnées en vue d'une analyse pollinique.

Les échantillons de varves couvrent l'intervalle de 1970 à l'an 1000, en unités de 5 ou 10 ans. Les pollens fossiles des échantillons de boue ont été concentrés par un procédé de digestion à l'acide; de 400 à 1 000 grains de pollen ont été identifiés dans chaque échantillon. Un diagramme pollinique (concentrations en pourcentage) a été établi pour 91 unités chronologiques; la figure 7-20 ne montre que les pollens herbacés et arboréens les plus abondants et les plus significatifs.

Agriculture amérindienne

Deux périodes agricoles sont marquées par une abondance relative des pollens herbacés, en particulier ceux des Graminées et du maïs. La période agricole amérindienne débute en 1360 par l'apparition du maïs (*Zea Mays*), de Graminées et du pourpier gras (*Portulaca oleracea*); elle se termine en 1660.

Des fouilles archéologiques effectuées dans le sud de l'Ontario ont montré que l'agriculture a été introduite vers l'an 500 (Trigger, 1976). Le profil pollinique du lac Crawford suggère que les Amérindiens ont pratiqué l'agriculture dans un rayon de quelques kilomètres du lac pendant 300 ans, à compter de l'an 1360. Des recherches archéologiques ont mis au jour plusieurs villages, le plus proche se trouvant à 200 m au nord-ouest du lac. Des études ultérieures ont montré que ce village date du sous-stade de Middleport de la tradition iroquoise récente de l'Ontario, ce qui correspond à peu près au moment de l'apparition des pollens de Graminées et de maïs. Du fumier de ce village a

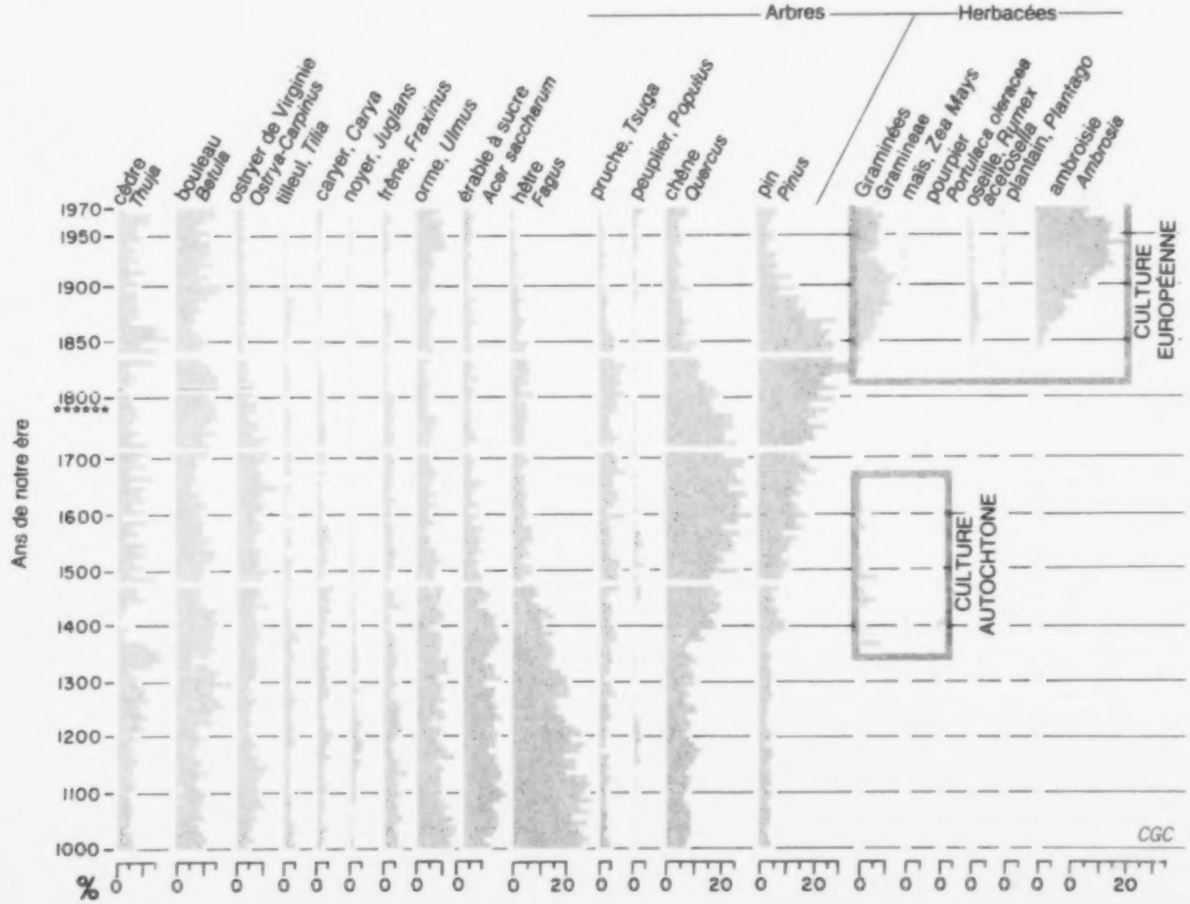


Figure 7-20. Diagramme des concentrations relatives (en %) de pollens fossiles dans le lac Crawford, illustrant la période agricole amérindienne (1360 à 1660) et la période agricole européenne à compter de 1820. Les astérisques indiquent un changement de l'échelle chronologique: au-dessus, les intervalles sont de cinq ans, et au-dessous, ils sont de dix ans. Les intervalles 1470-1480, 1710-1720, et 1825-1830 n'ont pas été analysés.

été extrait par flottation des graines calcinées de maïs, de haricot et de pourpier qui prouvent qu'il s'agissait bel et bien d'un village d'agriculteurs. On a également découvert les vestiges de six maisons communes dont les dimensions suggèrent une population de 450 habitants. Les récits des explorateurs et missionnaires français, à compter de 1615, indiquent que les peuplades habitaient ces villages pendant 10 à 20 ans, après quoi elles s'en allaient reconstruire d'autres villages et déboiser d'autres territoires pour y cultiver le maïs. D'autres fouilles effectuées aux environs du lac Crawford ont mis au jour les vestiges de villages agricoles plus récents, contemporains et plus anciens.

L'agriculture amérindienne a été interrompue en 1650 dans le sud de l'Ontario, à cause de la dispersion des Iroquois aux prises avec des guerres intertribales. L'agriculture n'a repris qu'à l'arrivée des colons européens au début des années 1800, ce que confirme la palynostratigraphie.

L'agriculture amérindienne consistait à aménager des clairières après avoir coupé et brûlé les arbres. Le diagramme pollinique montre un déclin des essences forestières climaciques, notamment de l'érable à sucre et du hêtre. Avec le temps, la fertilité des champs diminuait et ceux-ci étaient abandonnés après plusieurs années. D'autres parcelles étaient alors déboisées, et le cycle recommençait. Le diagramme pollinique montre que les champs abandonnés ont été recolonisés non pas par l'érable ou le hêtre, qui étaient alors les espèces climaciques, mais plutôt par le peuplier, le chêne (probablement le chêne rouge) et le pin blanc; en raison de sa plus grande longévité, le pin succédait au peuplier et au chêne.

Agriculture européenne

La cession de terres de la Couronne pour la colonisation européenne, et éventuellement l'agriculture, fut précédée de travaux d'arpentage qui débutèrent en 1790 dans les townships adjacents au lac Ontario et progressèrent vers le nord. Les abords du lac Crawford ont été arpentés en 1813 et 1819, mais les droits de propriété des terres situées dans un rayon de 2 km du lac Crawford ont été octroyés à compter de 1822 jusqu'en 1864; le lot sur lequel se trouve le lac Crawford a été concédé en 1841 (Boyko, 1973).

La déforestation progressive et la mise en culture des champs à compter de 1820 sont traduites sur le profil pollinique par l'apparition du rumex petite-oseille (*Rumex acetosella*). Le maximum pollinique de cette plante survient à la fin des années 1800, ce qui pourrait s'expliquer par l'abondance de cette plante pérenne dans les pâturages pionniers. Le pollen des Graminées, deuxième témoin d'une agriculture, commence à proliférer en 1830; certains de ces grains de pollen sont assez gros, ce qui suggère la culture de céréales telles le blé. L'ambroisie, plante annuelle indigène, commence à se répandre en 1840, et atteint son maximum au milieu des années 1900, probablement à cause de la mécanisation de la culture intensive du maïs; le pollen de maïs réapparaît dans le profil en 1870. Un dernier pollen de graminée est significatif, celui du plantain (surtout *Plantago lanceolata*, une espèce allochtone), qui apparaît également en 1870.

L'expansion des pollens de Graminées et de plantes cultivées coïncide avec un déclin de la majeure partie des pollens arboréens à cause du déboisement et de la coupe sélective des arbres. Des troncs de pin abondent dans la forêt actuelle autour du lac, et des clôtures en troncs de pin délimitent des champs cultivés à proximité. Par ailleurs, le profil pollinique indique que certains arbres comme le thuya, le bouleau, l'ostryer de Virginie (*Ostrya* et *Carpinus*), l'orme et le peuplier se sont maintenus et se sont même répandus avec l'agriculture européenne.

Le profil pollinique révèle que l'agriculture amérindienne était moins intensive que l'agriculture européenne, en raison de l'absence de mécanisation et d'animaux domestiques brouteurs. Toutefois, l'agriculture amérindienne a eu un effet à long terme sur la succession forestière, qui s'est traduit notamment par le développement d'une sère peuplier-chêne-pin, suivie d'une végétation à prédominance de pin.

REMERCIEMENTS

R.W. Mathewes désire exprimer sa reconnaissance à B.G. Warner (Université de Waterloo) qui lui a permis d'utiliser des données de sa thèse de doctorat sur les îles de la Reine-Charlotte. Une subvention courante lui a été consentie par le CRSNG et des datations au radiocarbone lui ont été fournies par le Laboratoire de datation au ^{14}C de la Commission géologique du Canada.

R.J. Mott remercie A. de Vernal (Université du Québec à Montréal) de lui avoir fourni les diagrammes polliniques des baies East et Castle et de l'avoir autorisé à utiliser celui de la baie St. Lawrence. J.H. McAndrews (Musée royal de l'Ontario) a permis la reproduction du diagramme de l'anse Woody. Les datations U-Th sur bois lui ont été fournies par C. Causse et C. Hillaire-Marcel (Université du Québec à Montréal). N.W. Rutter (Université de l'Alberta) a fait le nécessaire pour obtenir des aminodatations sur bois. H. Jetté (Commission géologique du Canada) a aidé aux analyses polliniques et à la préparation du manuscrit. Les commentaires de J.V. Matthews, Jr. et de T.W. Anderson sur le manuscrit ont grandement été appréciés par R.J. Mott.

Les recherches originales dont il est fait état dans le dossier sur la forêt boréale ont été effectuées au laboratoire de J.C. Ritchie et rendues possibles par la subvention A-6320 du CRSNG. Ritchie désire remercier Les Cwynar (Université Memorial) et Glen MacDonald (Université McMaster) de leurs commentaires pertinents sur l'histoire de la forêt boréale, ainsi que Kate Hadden (Scarborough College) pour son aide technique.

P.J.H. Richard remercie les étudiants et le personnel du Laboratoire de paléobiogéographie et de palynologie, Département de géographie, Université de Montréal, qui ont fourni une grande partie des données présentées dans le dossier sur les patrons de colonisation post-wisconsinienne au Québec-Labrador. Ce laboratoire profite de l'aide financière consentie à Richard par le CRNSG (Canada) et le Fonds FCAR (Québec). M. Richard désire également exprimer sa gratitude à J.V. Matthews, Jr, T.W. Anderson et L.A. Barton (Commission géologique du Canada) qui ont revu la traduction anglaise du manuscrit français.

MM. Anderson et Matthews remercient R.J. Mott de leur avoir fourni des données polliniques inédites pour les lacs Roulston et Teagues, au Nouveau-Brunswick. Ils désirent également remercier de leur patience toutes les personnes qui ont contribué à la rédaction de ce chapitre. Enfin, ils désirent exprimer leur gratitude à L.A. Barton (Commission géologique du Canada), qui a assuré la révision technique préliminaire du manuscrit. Ils remercient

aussi Anne Morgan (Université de Waterloo) et H.E. Wright, Jr., (Université du Minnesota) de leurs commentaires.

BIBLIOGRAPHIE

Ager, T.A.
1983: Holocene vegetational history of western United States; in Late Quaternary Environments of the United States, The Holocene, H.E. Wright, Jr. (ed.); University of Minnesota Press, Minneapolis, p. 128-141.

Alley, N.
1976: The palynology and palaeoclimatic significance of a dated core of Holocene peat, Okanagan Valley, southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1131-1144.

Andersen, S.T.
1978: Local and regional vegetational development in eastern Denmark in the Holocene; Geological Survey of Denmark, Yearbook 1976, p. 5-27.

Anderson, T.W.
1971: Postglacial vegetative changes in the Lake Huron-Lake Simcoe District, Ontario, with special reference to Glacial Lake Algonquin; unpublished PhD thesis, Uviversity of Waterloo, Waterloo, Ontario, 246 p.
1980: Holocene vegetation and climatic history of Prince Edward Island, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1152-1165.
1982: Pollen and plant macrofossil analyses on late Quaternary sediments at Kitchener, Ontario; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 131-136.
1983: Preliminary evidence for late Wisconsinan climatic fluctuations from pollen stratigraphy in Burin Peninsula, Newfoundland; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 185-188.
1985: Late-Quaternary pollen records from eastern Ontario, Quebec and Atlantic Canada; in Pollen Records of Late Quaternary North American Sediments, V.M. Bryant, Jr. and R.G. Holloway (ed.); American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, p. 281-326.

Anderson, T.W., Mathewes, R.W., and Schweger, C.E.
1989: Holocene climatic trends in Canada with special reference to the Hypsithermal interval; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Andrews, J.T., Davis, P.T., Mode, W.N., Nichols, H., and Short, S.K.
1981: Relative departures in July temperatures in northern Canada for the past 6000 yr. Nature, v. 289, no. 5794, p. 164-167.

Antevs, E.
1945: Correlation of Wisconsin glacial maxima; American Journal of Science, v. 243A, p. 1-39.
1948: The Great Basin with emphasis on glacial and postglacial times. III. Climatic changes and pre-white man; University of Utah Bulletin, v. 38, p. 168-191.

Ashworth, A.C. and Cvancara, A.M.
1983: Paleoecology of the southern part of the Lake Agassiz Basin; in Glacial Lake Agassiz, J.T. Teller and L. Clayton (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 26, p. 133-156.

Ball,T.F.
1983: Preliminary analysis of early instrumental temperature records from York Factory and Churchill Factory; in Climatic Change in Canada 3, Syllogeus 49, p. 203-219.

Banfield, A.W.F.
1962: The disappearance of the Queen Charlotte Islands' caribou; National Museum of Canada, Contribution to Zoology, Bulletin, v. 185, p. 40-49.
1974: The Mammals of Canada; University of Toronto Press, 438 p.

Bartlein, P.J., Webb, T., III, and Fleri, E.
1984: Holocene climatic change in the northern Midwest: pollen-derived estimates; Quaternary Research, v. 22, p. 361-374.

Birks, H.J.B.
1976: Late Wisconsinan vegetational history at Wolf Creek, central Minnesota; Ecological Monographs, v. 46, p. 395-429.
1981: The use of pollen analysis in the reconstruction of past climates: a review; in Climate and History, T.M.L. Wigley, M.J. Ingram, and G. Farmer (ed.); Cambridge University Press, Cambridge, p. 111-138.

Birks, H.J.B. and Birks, H.H.
1980: Quaternary Paleoecology; Arnold, London, 289 p.

Blake, W., Jr.
1972: Climatic implications of radiocarbon-dated driftwood in the Queen Elizabeth Islands, Arctic Canada; in Climatic Changes in Arctic Areas during the last Ten Thousand Years, Y. Vasari, H. Hyvärinen, and S. Hicks (ed.); Acta Universitatis Ouluensis, Series A, Sciential Rerum Naturalium, No. 3, Geologica no. 1., p. 77-104.
1983: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XXIII; Geological Survey of Canada, Paper 83-7, 34 p.

Bobrowsky, P.T.
1982: The quantitative and qualitative significance of fossil and subfossil gastropod remains in archaeology; unpublished MA thesis, Simon Fraser University, Burnaby, B.C., 294 p.

Bombin, M.
1984: On information evolutionary theory, phytoliths, and Late Quaternary ecology of Beringia; unpublished PhD thesis, University of Alberta, Edmonton, Alberta, 152 p.

Bonnichsen, R. and Young, D.
1980: Early technological repertoires: bone to stone; Canadian Journal of Anthropology, v. 1, p. 123-128.

Bousfield, E.L.
1958: Freshwater amphipod crustaceans of glaciated North America; Canadian Field-Naturalist v. 72, p. 55-113.

Boyko, M.
1973: European impact on the vegeation around Crawford Lake in southern Ontario; unpublished MSc thesis, Department of Botany, University of Toronto, Toronto, 115 p.

Boyko-Diakonow, M.
1979: The laminated sediments of Crawford Lake, southern Ontario, Canada; in Moraines and Varves, Ch. Schluchter (ed.); Balkema, Rotterdam, p. 303-307.

Brassard, G.R. and Blake, W., Jr.
1978: An extensive subfossil deposit of the arctic moss Aplodon wormskioldii; Canadian Journal of Botany, v. 56, p. 1852-1859.

Broecker, W.S. and Kulp, J.L.
1957: Lamont natural radiocarbon measurements IV; Science, v. 126, p. 1324-1334.

Brookes, I.A., McAndrews, J.H., and Von Bitter, P.H.
1982: Quaternary interglacial and associated deposits in southwest Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 410-423.

Brown, R.M., Andrews, H.R., Ball, G.C., Burn, N., Imahori, Y., and Milton, J.C.D.
1983: Accelerator ^{14}C dating of the Taber Child; Canadian Journal of Archaeology, v. 7, p. 233-237.

Brown-Macpherson, J.
1967: Raised shorelines and drainage evolution in the Montreal Lowland; Cahiers de géographie du Québec, v. 23, p. 343-360.

Bryan, A.L.
1969: Early man in America and the late Pleistocene chronology of western Canada and Alaska; Current Anthropology, v. 10, p. 339-367.

Burns, J.A.
1980: The brown lemming, Lemmus sibiricus (Rodentia, Arvicolidae), in the late Pleistocene of Alberta and its postglacial dispersal; Canadian Journal of Zoology, v. 58, p. 1507-1511.
1982: Water vole Microtus richardsoni (Mammalia, Rodentia) from the Late Pleistocene of Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 628-631.

Byrne, R. and McAndrews, J.H.
1975: Pre-Columbian purslane (Portulaca oleracea L.) in the New World; Nature, v. 253, no. 5494, p. 726-727.

Campbell, M.
1980: Distribution patterns of Coleoptera in eastern Canada; Canadian Entomology, v. 112, p. 1161-1175.

Calder, J.A. and Taylor, R.L.
1968: Flora of the Queen Charlotte Islands, Part 1; Canada Department of Agriculture, Monograph, v. 4, p. 1-659.

Canada Department of Energy, Mines and Resources
1973: The National Atlas of Canada. Vegetation Regions; Map 45-46. Ottawa.

Causse, C. et Hillaire-Marcel, C.
1986: Géochimie des familles U et Th dans la matière organique fossile des dépôts interglaciaires et interstadiaires de l'est et du nord du Canada: potentiel radiochronologique; in Recherches en cours, Partie B, Commission géologique du Canada, Étude 86-1B, p. 11-18.

Causse, C., Carro, O., et Hillaire-Marcel, C.
1984: Le déséquilibre U/Th dans la matière organique fossile, potentiel radiochronologique (résumé); Association Québécoise pour l'étude du Quaternaire, Cinquième Congrès, Sherbrooke, Québec, 4-7 octobre, 1984, p. 22-23.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Chamberlin, T.C.
1894: Glacial phenomena of North America, p. 724-775; in The Great Ice Age and its Relation to the Antiquity of Man (3rd edition), J. Geike (ed.); Stanford, London, 850 p.

Chapman, L.J. and Putman, D.F.
1984: The physiography of southern Ontario (3rd edition); Ontario Geological Survey, Special Volume 2, 270 p.

Churcher, C.S.
1968: Pleistocene ungulates from the Bow River gravel at Cochrane, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 1467-1488.
1975: Additional evidence of Pleistocene ungulates from the Bow River gravels at Cochrane, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 68-76.

Churcher, C.S. and Wilson, M.
1979: Quaternary mammals from the eastern Peace River District, Alberta; Journal of Paleontology, v. 53, p. 71-76.

Cinq-Mars, J.
1979: Bluefish Cave I: A late Pleistocene eastern Beringian cave deposit in the northern Yukon; Canadian Journal of Archaeology, v. 3, p. 1-32.

Clague, J.J.
1981: Late Quaternary geology and geochronology of British Columbia, Part 2. Summary and discussion of radiocarbon-dated Quaternary history; Geological Survey of Canada, Paper 80-35, p. 1-41.

Clarke, A.H. and Harington, C.R.
1978: Asian freshwater molluscs from Pleistocene deposits in the Old Crow Basin, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 45-51.

Clayton, L. and Moran, S.R.
1982: Chronology of the late Wisconsinan glaciation in middle North America; Quaternary Science Reviews, v. 1, p. 55-82.

Clifford, H.F. and Bergstrom, G.
1976: The blind aquatic isopod Salmasellus from a cave spring of the Rocky Mountains' eastern slopes, with comments on a Wisconsin refugium; Canadian Journal of Zoology, v. 54, p. 2028-2032.

Colinvaux, P.A. and West, F.H.
1984: The Beringian ecosystem; The Quarterly Review of Archaeology, p. 10-15.

Comtois, P.
1982: Histoire holocène du climat et de la végétation à Lanoraie, Québec; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 19, p. 1938-1952.

Coppens, Y., Howell, F.C., Isaac, G.L., and Leakey, R.E.F. (editors)
1976: Earliest Man and Environments in the Lake Rudolf Basin; University of Chicago Press, Chicago, 656 p.

Courtin, P.J., Klinka, K., Heineman, J., Mitchell, W., and Green, R.N.
1981: Biogeoclimatic Units, Victoria-Vancouver; Sheet NTS 92 SE, British Columbia Ministry of Forests, Vancouver, scale 1:500 000.

Cwynar, L.C.
1978: Recent history of fire and vegetation from laminated sediment of Greenleaf Lake, Algonquin Park, Ontario; Canadian Journal of Botany, v. 56, p. 10-21.
1982: A late-Quaternary vegetation history from Hanging Lake, northern Yukon; Ecological Monographs, v. 52, p. 1-24.

Dahl, E.
1955: Biogeographic and geologic indication of unglaciated areas in Scandinavia during the ice age; Geological Society of America, Bulletin, v. 66, p. 1499-1520.

David, P.P. and Lebuis, J.
1985: Glacial maximum and deglaciation of Western Gaspé, Quebec, Canada; in Late Pleistocene History of Northeastern New England and Adjacent Quebec, H.W. Borns, Jr., P. LaSalle, and W.B Thompson (ed.); Geological Society of America, Special Paper 197, p. 85-109.

Davis, M.B.
1981a: Outbreaks of forest pathogens in Quaternary history; Proceedings, IV International Palynological Conference, v. 3, p. 216-227.
1981b: Quaternary history and the stability of forest communities; in Forest Succession: Concepts and Application, D.C. West, H.H. Shugart, and D.B. Botkin (ed.); Springer-Verlag, New York, p. 132-153.
1983: Quaternary history of deciduous forests of eastern North America and Europe; Annals of the Missouri Botanical Garden, v. 70, p. 550-563.

Davis, M.B. and Ford, M.S.
1982: Sediment focusing in Mirror Lake, New Hampshire; Limnology and Oceanography, v. 27, p. 137-150.

Davis, M.B., Spear, R.W., and Shane, L.C.K.
1980: Holocene climate of New England; Quaternary Research, v. 14, p. 240-250.

Dawson, G.M.
1880: Report on the Queen Charlotte Islands, 1878; Geological Survey of Canada, Report of Progress for 1878-1879, Part B, p. 1-239.

Dawson, J.W.
1855: Acadian Geology (first edition); Oliver and Boyd, Edinburgh, 388 p.
1893: The Canadian ice age: being notes on the Pleistocene geology of Canada, with special reference to the life of the period and its climatic conditions; W.V. Dawson, Montreal.

Dean, W.E., Bradbury, J.P., Anderson, R.Y., and Barnosky, C.W.
1984: The variability of Holocene climate change: evidence from varved lake sediments; Science, v. 226, no. 4679, p. 1191-1194.

DeBeaulieu, J.L. and Reille, M.
1984: A long upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France; Boreas, v. 13, p. 111-132.

Delcourt, H.R., Delcourt, D.A., and Webb, T., III
1983: Dynamic plant ecology: the spectrum of vegetational change in space and time; Quaternary Science Reviews, v. 1, p. 153-175.

Delorme, L.D.
1968: Pleistocene freshwater Ostracoda from Yukon, Canada; Canadian Journal of Zoology, v. 46, p. 859-876.

Delorme, L.D. and Zoltai, S.C.
1984: Distribution of an arctic ostracod fauna in space and time; Quaternary Research, v. 21, p. 65-73.

Delorme, L.D., Easterby, S.R., and Duthie, H.C.
1984: Prehistoric pH trends in Kejimkujik Lake, Nova Scotia; Internationale Revue Gesamten Hydrobiologie, v. 69, p. 41-55.

Delorme, L.D., Zoltai, S.C., and Kalas, L.L.
1977: Freshwater shelled invertebrate indicators of paleoclimate in northwestern Canada during Late glacial times; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2029-2046.

Dickman, M.D.
1979: A possible varving mechanism for meromictic lakes; Quaternary Research, v. 11, p. 113-124.

Dormaar, J.
1983: Aliphatic carboxylic acids in burned Ah horizons in Alberta, Canada as paleoenvironmental indicators; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 859-866.

Douglas, R.J.W. (editor)
1970: Geology and Economic Minerals of Canada (5th edition); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report No. 1, Part A, 838 p.*

Driver, J.C.
1978: Holocene man and environments in the Crowsnest Pass, Alberta; unpublished PhD thesis, University of Calgary, Calgary, Alberta, 230 p.

Duthie, H.C. and Sreenivasa, M.R.
1971: Evidence for eutrophication of Lake Ontario from the sedimentary diatom succession; Proceedings, 14th Conference of Great Lakes Research, International Association for Great Lakes Research, p. 1-13.

Elson, J.A. and Elson, J.B.
1969: Phases of the Champlain Sea indicated by littoral mollusks; Geological Society of America, Bulletin, v. 70, p. 1596.

Emerson, D.
1983: Late glacial molluscs from Cooking Lake moraine, Alberta, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 160-162.

Engstrom, D.R. and Hansen, B.C.S.
1985: Postglacial vegetational change and soil development in southeastern Labrador as inferred from pollen and chemical stratigraphy; Canadian Journal of Botany, v. 63, p. 543-561.

Engstrom, D.R. and Wright, H.E., Jr.
1984: Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change; in Lake Sediments and Environmental History, E.Y. Haworth and J.E.G. Lund (ed.); University of Minnesota Press, Minneapolis, Minnesota, p. 11-67.

Fedje, D.
1984: Archaeological investigations in Banff National Park - 1983; Archaeological Survey of Alberta, Occasional Paper No. 23, p. 77-95.

Filion, L.
1984: A relationship between dunes, fire and climate recorded in the Holocene deposits of Quebec; Nature, v. 309, no. 5968, p. 543-546.

Finlayson, W.D. and Byrne, R.
1975: Investigations of Iroquoian settlement at Crawford Lake, Ontario – a preliminary report; Ontario Archaeology, v. 25, p. 31-36.

Fladmark, K.R.
1975: A paleoecological model for Northwest coast prehistory; National Museum of Man, Mercury Series, Archaeological Survey of Canada, Paper 43, p. 1-328.
1979: Routes: Alternate migration corridors for early man in North America; American Antiquity v. 44, p. 55-69.

---

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Fladmark, J.R. and Gilbert, R.
1984: The paleoindian component at Charlie Lake Cave (abstract); Canadian Archaeological Association, 17th annual meeting, Victoria, p. 5.
Flint, R.F. and Rubin, M.
1955: Radiocarbon dates of pre-Mankato events in eastern and central North America; Science, v. 121, p. 649-658.
Foscolos, A.E., Rutter, N.W., and Hughes, O.L.
1977: The use of pedological studies in interpreting the Quaternary history of central Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 271, 48 p.
Foster, J.B.
1965: The evolution of the mammals of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; British Columbia Provincial Museum, Occasional Paper 14, p. 1-130.
Fritts, H.C.
1982: The climate-growth response; in Climate from Tree Rings, M.K. Hughes, P.M. Kelly, J.R. Pilcher, and V.C. LaMarche, Jr. (ed.); Cambridge University Press, London, p. 33-38.
Funder, S.
1979: Ice age plant refugia in east Greenland; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 28, p. 279-295.
Gagnon, R. et Payette, S.
1981: Fluctuations Holocène de la limite des forêts de mélèzes, Rivière aux Feuilles, Nouveau-Québec: une analyse macrofossile en milieu tourbeux; Géographie physique et Quaternaire, vol. 35, p. 57-72.
Gangloff, P.
1983: Les fondements géomorphologiques de la théorie des paléonunataks: le cas des monts Torngats; Zeitshrift für Geomorphologie, N.F., vol. 47, p. 109-136.
Gilliland, R.L.
1982: Solar, volcanic, and CO_2 forcing of recent climatic changes; Climatic Change, v. 4, p. 111-131.
Grandtner, M.M.
1966: La végétation forestière du Québec méridional; Presses de l'Université Laval, Québec, 216 p.
Grant, D.R.
1971: Surficial geology, southwest Cape Breton Island, Nova Scotia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 71-1A, Part A, p. 161-164.
1972: Surficial geology of southeast Cape Breton Island, Nova Scotia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 72-1A, p. 160-163.
1977: Glacial style of ice limit, the Quaternary stratigraphic record and changes of land and ocean level in the Atlantic Provinces, Canada; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 347-360.
1989: Quaternary geology of the Canadian Atlantic Appalachian region; Chapter 5 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Grant, D.R. and King, L.H.
1984: A stratigraphic framework for the Quaternary history of the Atlantic Provinces, Canada; in Quaternary Stratigraphy of Canada – A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 174-191.
Gryba, E.M.
1983: Sibbald Creek: 11,000 years of human use of the Alberta Foothills; Archaeological Survey of Alberta, Occasional Paper 22.
Guilbault, V-P.
1982: The pre-Late Wisconsinan foraminiferal assemblage of Bay St. Lawrence, Cape Breton Island, Nova Scotia; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 82-1C, p. 39-43.
Guthrie, R.D.
1980: Bison and man in North America; Canadian Journal of Anthropology, v. 1, p. 55-73.
1982: Mammals of the mammoth Steppe as paleoenvironmental indicators; in Paleoecology of Beringia, D.M. Hopkins, J.V. Matthews, Jr., C.E. Schweger, and S.B. Young (ed.); Academic Press, New York, p. 307-326.
Hansen, H.P.
1949: Postglacial forests in south central Alberta, Canada; American Journal of Botany, v. 36, p. 54-65.
1952: Postglacial forests in the Grande Prairie-Lesser Slave Lake region of Alberta, Canada; Ecology, v. 33, p. 31-40.
1955: Postglacial forests in south central and central British Columbia; American Journal of Science, v. 253, p. 640-658.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Hansen, B.S. and Easterbrook, D.J.
1974: Stratigraphy and palynology of late Quaternary sediments in the Puget Lowland, Washington; Geological Society of America, Bulletin 85, p. 587-602.
Hare, F.K. and Ritchie, J.C.
1972: The boreal bioclimates; Geographical Review, v. 62, p. 333-365.
Harington, C.R.
1970: Ice age mammal research in the Yukon Territory and Alaska; in Early Man and Environments in Northwest North America, R.A. Smith and J.W. Smith (ed.); University of Calgary, Archaeological Association, p. 35-51.
1975: Pleistocene Muskoxen (*Symbos*) from Alberta and British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 903-919.
1977: Pleistocene mammals of the Yukon Territory; unpublished PhD dissertation, University of Alberta, Edmonton, 1059 p.
1978: Quaternary vertebrate faunas of Canada and Alaska and their suggested chronological sequence; National Museums of Canada, Syllogeus Series No. 15, 105 p.
1980: Faunal exchanges between Siberia and North America – evidence from Quaternary land mammal remains in Siberia, Alaska and the Yukon Territory; in The Ice-Free Corridor and Peopling the New World, N.W. Rutter and C.E. Schweger (ed.); Canadian Journal of Anthropology, v. 1, p. 45-50.
Haynes, C.V.
1971: Time, environment, and early man; Arctic Anthropology, v. 8, p. 3-14.
1980: The Clovis Culture; Canadian Journal of Anthropology, v. 1, p. 115-121.
Hazell, S.
1979: Late Quaternary vegetation and climate of Dunbar Valley, British Columbia; unpublished MSc thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario.
Hebda, R.J.
1982: Postglacial history of grasslands of southern British Columbia and adjacent regions; in Grassland Ecology and Classification; Symposium Proceedings, A.C. Nicholson, A. McLean, and T.E. Baker (ed.); British Columbia Ministry of Forests, p. 157-191.
1983: Late-glacial and postglacial vegetation history at Bear Cove Bog, northwest Vancouver Island, British Columbia; Canadian Journal of Botany, v. 61, p. 3172-3192.
Hebda, R.J. and Mathewes, R.W.
1984: Holocene history of cedar and native Indian cultures of the North American Pacific Coast; Science, v. 225, no. 4663, p. 711-713.
Heusser, C.J.
1955: Pollen profiles from the Queen Charlotte Islands, British Columbia; Canadian Journal of Botany, v. 33, p. 429-449.
1960: Late-Pleistocene environments of North Pacific North America; American Geographical Society, Special Publication, v. 35, p. 1-308.
1973: Environmental sequence following the Fraser advance of the Juan de Fuca Lake, Washington; Quaternary Research, v. 3, p. 284-306.
1974: Quaternary vegetation, climate, and glaciation of the Hoh River Valley, Washington; Geological Society of America, Bulletin, v. 85, p. 1547-1560.
1977: Quaternary palynology of the Pacific slope of Washington; Quaternary Research, v. 8, p. 282-306.
Heusser, C.J., Heusser, L.E., and Streeter, S.S.
1980: Quaternary temperatures and precipitation for the north-west coast of North America; Nature, v. 286, no. 5774, p. 702-704.
Heusser, L.E.
1983: Palynology and paleoecology of postglacial sediments in an anoxic basin, Saanich Inlet, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 873-885.
Hickman, M., Schweger, C.E., and Habgood, T.
1984: Lake Wabamun, Alta.: a paleoenvironmental study; Canadian Journal of Botany, v. 62, p. 1438-1465.
Hills, L.V.
1975: Late Tertiary floras of Arctic Canada: An interpretation; Proceedings, Circumpolar Conference on Northern Ecology, I-63-71.
Hills, L.V. and Matthews, J.V., Jr.
1974: A preliminary list of fossils of plants from the Beaufort Formation, Meighen Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 74-1B, p. 224-226.
Hills, L.V. and Sangster, E.V.
1980: A review of paleobotanical studies dealing with the last 20 000 years, Alaska, Canada and Greenland; in Climatic Change in Canada, C.R. Harington (ed.); National Museums of Canada, Syllogeus Series, v. 26, p. 73-246.
Holloway, R.G., Bryant, V.M., Jr., and Valastro, S.
1981: A 16,000 year pollen record from Lake Wabamun, Alberta, Canada; Palynology, v. 5, p. 195-208.

Hopkins, D.M.
1973: Sea level history in Beringia during the past 250 000 years; Quaternary Research, v. 3, p. 520-540.
1982: Aspects of the paleogeography of Beringia during the late Pleistocene; in Paleoecology of Beringia, D.M. Hopkins, J.V. Matthews, Jr., C.E. Schweger, and S.B. Young (ed.); Academic Press, New York, p. 3-28.
Hopkins, D.M., Matthews, J.V., Jr., Schweger, C.E., and Young, S.B. (editors)
1982: Paleoecology of Beringia; Academic Press, New York.
Hopkins, D.M., Smith, P.A., and Matthews, J.V., Jr.
1981: Dated wood from Alaska and the Yukon: implications for forest refugia in Beringia; Quaternary Research, v. 15, p. 217-249.
Hughes, O.L.
1969: Pleistocene stratigraphy, Porcupine and Old Crow Rivers, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 69-1, p. 209-212.
1972: Surficial geology of northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 69-36, 11 p.
Hughes, O.L., Harington, C.R., Janssens, J.A., Matthews, J.V., Jr., Morlan, R.E., Rutter, N.W., and Schweger, C.E.
1981: Upper Pleistocene stratigraphy, paleoecology, and archaeology of the northern Yukon interior, eastern Beringia; Arctic, v. 34, p. 329-365.
Hughes, O.L., Rutter, N.W., Matthews, J.V., Jr., and Clague, J.J.
1989: Regional Quaternary stratigraphy and history of unglaciated areas of the Canadian Cordillera; in Chapter 1 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Hyvarinen, H.
1985: Holocene pollen stratigraphy of Baird Inlet, east-central Ellesmere Island, arctic Canada; Boreas, v. 14, p. 19-32.
Ingram, M.J., Farmer, G., and Wigley, T.M.L.
1981: Past climates and their impact on man: a review; in Climate and History, T.M.L. Wigley, M.J. Ingram, and G. Farmer (ed.); Cambridge University Press, London, p. 3-49.
Irving, W.N. and Harington, C.R.
1973: Upper Pleistocene radiocarbon-dated artefacts from the northern Yukon; Science, v. 179, no. 4071, p. 335-340.
Irving, W.W., Mayhall, J.T., Melkye, F.J., and Beebe, B.F.
1977: A human mandible in probable association with Pleistocene faunal assemblage in eastern Beringia: a preliminary report; Canadian Journal of Archaeology, v. 1, p. 81-93.
Janssens, J.A.
1981: Subfossil bryophytes in eastern Beringia: their paleoenvironmental and phytogeographical significance; unpublished PhD thesis, University of Alberta, Edmonton, Alberta, 163 p.
Jopling, A.V., Irving, W.N., and Beebe, B.F.
1981: Stratigraphic, sedimentological and faunal evidence for the occurrence of pre-Sangamonian artefacts in northern Yukon; Arctic, v. 34, p. 3-33.
Jordan, R.
1975: Pollen diagrams from Hamilton Inlet, central Labrador, and their environmental implications for the northern Maritime Archaic; Arctic Anthropology, v. 12, p. 92-116.
Karlstrom, T.N.V. and Ball, G.E.
1969: The Kodiak Island Refugium; University of Toronto Press, Toronto, 262 p.
Karrow, P.F.
1983: Quaternary geology of the Hamilton-Cambridge area; Ontario Geological Survey, Open File Report 5429, p. 160.
Kavanaugh, D.H.
1980: Insects of western Canada, with special reference to certain Carabidae (Coleoptera): Present distribution patterns and their origins; Canadian Entomologist, v. 112, p. 1129-1144.
Kearney, M.S. and Luckman, B.H.
1983: Postglacial vegetational history of Tonquin Pass, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 776-786.
King, G.
1984: Deglaciation and revegetation of Western Labrador and adjacent Quebec; in Program and Abstracts; AMQUA, 8th Biennial Meeting, 13-15 August 1984, Boulder, Colorado, 148 p.
King, J.E.
1981: Late Quaternary vegetational history of Illinois; Ecological Monographs, v. 51, p. 43-62.
King, M.
1980: Palynological and macrofossil analyses of lake sediment from the Lillooet area, British Columbia, unpublished MSc thesis, Department of Biological Sciences, Simon Fraser University, Burnaby, British Columbia.
Klassen, R.W.
1989: Quaternary geology of the southern Interior Plains of Canada; in Chapter 2 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Koerner, R.M.
1989: Queen Elizabeth Islands glaciers; in Chapter 6 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Labelle, C. et Richard, P.
1981: Végétation tardiglaciaire et postglaciaire au sud-est du parc des Laurentides, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 35, p. 345-359.
Labelle, C. et Richard, P.J.H.
1984: Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Mont-Saint-Pierre, Gaspésie; Géographie physique et Quaternaire, vol. 38, p. 257-274.
Lamb, H.F.
1978: Postglacial vegetation change in southeastern Labrador; unpublished MSc thesis, University of Minnesota, Minneapolis, Minnesota.
1980: Late-Quaternary vegetation history of southeastern Labrador; Arctic and Alpine Research, v. 12, p. 117-135.
1982: Late Quaternary vegetational history of the forest-tundra ecotone in north-central Labrador; unpublished PhD thesis, University of Cambridge, Cambridge, England, 195 p.
1984: Modern pollen spectra from Labrador and their use in reconstructing Holocene vegetational history; Journal of Ecology, v. 72, p. 37-59.
Larouche, A.
1979: Étude comparée de l'histoire de la végétation postglaciaire par l'analyse pollinique et macrofossile des sédiments d'un lac et d'une tourbière du Québec; Mémoire de maîtrise (non publié), Université Laval, Québec, 117 p.
Larsen, J.A.
1980: The Boreal Ecosystem; Academic Press, New York, 500 p.
Lichti-Federovich, S.
1970: The pollen stratigraphy of a dated section of Late Pleistocene lake sediment from central Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 938-945.
1972: Pollen stratigraphy of a sediment core from Alpen Siding Lake, Alberta; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 72-1B, p. 113-115.
1974: Palynology of Two Sections of Late Quaternary Sediments from the Porcupine River, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 74-23, 6 p.
Lindroth, C.H.
1961-1968: The ground-beetles of Canada and Alaska, 6 parts; Opuscula Entomologica, Supplements XX, XXIV, XXIX, XXXIII, XXXIV, 1192 p.
Lindsey, C.C. and Franzin, W.G.
1972: New complexities in zoogeography and taxonomy of the Pygmy Whitefish (*Prosopium coulteri*); Fisheries Research Board of Canada, Journal, v. 29, p. 1772-1775.
Liu, K-B.
1982: Postglacial vegetational history of northern Ontario; unpublished PhD thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario, 337 p.
Livingstone, D.A.
1968: Some interstadial and postglacial pollen diagrams from Eastern Canada; Ecological Monographs, v. 38, p. 89-125.
Lortie, G., Vernal, A. de, Mott, R.J., et Occhietti, S.
1984: Sur des alternances de flores diatomifères marines et dulcicoles dans une séquence sédimentaire wisconsinienne au Lac Bras D'Or, Nouvelle-Écosse (résumé); Association Québécoise pour l'Étude du Quaternaire, Cinquième Congrès, Sherbrooke, Québec, 4-7 octobre, 1984, p. 35-37.
Loucks, D.L.
1962: A forest classification for the Maritime Provinces; Proceedings of the Nova Scotia Institute of Science, 25, Part 2, 1959-60, 167 p.
Lowdon, J.A. and Blake, W., Jr.
1973: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XIII; Geological Survey of Canada, Paper 73-7, 61 p.
1978: Geological Survey of Canada radiocarbon dates XVIII; Geological Survey of Canada, Paper 78-7, 20 p.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Ludlam, S.D.

1969: Fayetteville Green Lake, New York III. The laminated sediments; Limnology and Oceanography, v. 14, p. 848-857.

Lundelius, E.L., Graham, R.J., Jr., Anderson, El., Guilday, J., Holman, J.A., Steadman, D.W., and Webb, S.D.

1983: Terrestrial vertebrate faunas; in Late Quaternary Environments of the United States: Vol. 1, The Late Pleistocene, S.C. Porter (ed.); University of Minnesota Press, p. 311-353.

MacDonald, G.M.

1982: Late Quaternary paleoenvironments of the Morley Flats and Kananaskis Valley of southwestern Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 23-35.

1983: Holocene vegetation history of the upper Natla River area, Northwest Territories, Canada; Arctic and Alpine Research, v. 15, p. 169-180.

1984: Postglacial plant migration and vegetation development in the western Canadian boreal forest; unpublished PhD thesis, University of Toronto, Toronto, Ontario, 261 p.

MacNeill, R.H.

1969: Some dates relating to the dating of the last major ice sheet in Nova Scotia; Maritime Sediments, v. 5, no. 1, p. 3.

Macpherson, J.B.

1982: Postglacial vegetational history of the eastern Avalon Peninsula, Newfoundland, and Holocene climatic change along the eastern Canadian seaboard; Geographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 175-196.

Martin, P.S.

1974: The discovery of America; Science, v. 179, no. 4077, p. 969-974.

Mathewes, R.W.

1973: A palynological study of postglacial vegetation changes in the University Research Forest, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Botany, v. 51, p. 2085-2103.

1979: Pollen morphology of Pacific Northwestern *Polemonium* species in relation to paleoecology and taxonomy; Canadian Journal of Botany, v. 57, p. 2428-2442.

1980: Pollen evidence for the presence of Tall Jacob's-ladder (*Polemonium caeruleum L.*) on the Queen Charlotte Islands during late-glacial time; Syesis v. 13, p. 105-108.

1985: Paleobotanical evidence for climatic change in southern British Columbia during late-glacial and Holocene time; in Climatic Change in Canada 5, C.R. Harington (ed.); National Museums of Canada, Syllogeus Series, v. 55, p. 397-422.

1989: The Queen Charlotte Islands refugium: a paleoecological perspective; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Mathewes, R.W. and Clague, J.J.

1982: Stratigraphic relationships and paleoecology of a late-glacial peat bed from the Queen Charlotte Islands, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1185-1195.

Mathewes, R.W. and Heusser, L.E.

1981: A 12 000 year palynological record of temperature and precipitation trends in southwestern British Columbia; Canadian Journal of Botany, v. 59, p. 707-710.

Mathewes, R.W. and Rouse, G.E.

1975: Palynology and paleoecology of postglacial sediments from the Lower Fraser River Canyon of British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 745-756.

Matthews, J.V., Jr.

1977: Tertiary Coleoptera fossils from the North American Arctic; Coleopterists Bulletin, v. 31, p. 297-308.

1980: Paleoecology of John Klondike Bog, Fisherman Lake Region, southwest District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 80-22, 12 p.

1982: East Beringia during late Wisconsinan time: a review of the biotic evidence; in Paleoecology of Beringia, D.M. Hopkins, J.V. Matthews, Jr., C.E. Schweger, and S.B. Young (ed.); Academic Press, New York, p. 127-150.

Matthews, J.V., Jr., Mott, R.J., and Vincent, J.-S.

1986: Preglacial and interglacial environments of Banks Island: pollen and macrofossils from Duck Hawk Bluffs and related sites; Geographie physique et Quaternaire, v. 40, p. 279-298.

McAndrews, J.H.

1976: Fossil history of man's impact on the Canadian flora: an example from southern Ontario; Canadian Botanical Association, Bulletin, v. 9, p. 1-5.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

1981: Late Quaternary climate of Ontario: temperature trends from the fossil pollen record; in Quaternary Paleoclimate, W.C. Mahaney (ed.); Geo Abstracts, p. 319-333.

1982: Holocene Environment of a Fossil Bison from Kenora, Ontario; Ontario Archaeology, v. 37, p. 41-51.

McAndrews, J.H. and Boyko-Daikonow, M.

1989: Pollen analysis of varved sediment at Crawford Lake, Ontario: evidence of Indian and European farming; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

McAndrews, J.H. et Samson, G.

1977: Analyse pollinique et implications archeologiques et geomorphologiques, Lac de la Hutte Sauvage (Mushuaunipi), Nouveau-Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 177-183.

McMinn, R.G.

1951: The vegetation of a burn near Blaney Lake, British Columbia; Ecology, v. 32, p. 135-140.

Menabe, S. and Wetherald, R.T.

1980: On the distribution of climatic change resulting from increase in carbon dioxide content of the atmosphere; Journal of Atmospheric Science, v. 37, p. 99-118.

Miller, N.G. and Thompson, G.G.

1979: Boreal and western North American plants in the Late Pleistocene of Vermont; Journal of the Arnold Arboretum, v. 60, p. 167-218.

Minore, D.

1979: Comparative autecological characteristics of northwestern tree species: a literature review; Pacific NW Forest and Range Experiment Station, USDA Forest Service, General Technical Report PNW-87.

Moodie, G.E.E. and Reimchen, T.E.

1976: Glacial refugia, endemism, and stickleback populations of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; Canadian Field-Naturalist, v. 90, p. 471-474.

Moore, P.D. and Bellamy, D.J.

1974: Peatlands; Springer-Verlag, New York, Inc., p. 221.

Moran, S.R. and Clayton, L.

1983: Reply – Chronology of the Late Wisconsinan glaciation in middle North America; Quaternary Science Reviews, v. 1, no. 4, p. 15-22.

Morgan, A.V. and Morgan, A.

1980: Faunal assemblages and distributional shifts of Coleoptera during the late Pleistocene in Canada and the Northern United States; Canadian Entomologist, v. 112, p. 1105-1128.

Morgan, A.V., Morgan, A., Ashworth, A.C., and Matthews, J.V., Jr.

1983: Late Wisconsin fossil beetles in North America; in Late Quaternary Environments of the United States, S.C. Porter (ed.); University of Minnesota Press, Minneapolis, v. 1, p. 354-362.

Morison, S.R. and Smith, C.A.S. (editors)

1987: Quaternary research in Yukon; INQUA 12th International Congress, Ottawa, Canada, Excursion Guide Book A20a, A20b, National Research Council of Canada.

Morisset, P.

1971: Endemism in the vascular plants of the gulf of St. Lawrence region; Naturaliste canadien, v. 18, p. 167-177.

Morlan, R.E.

1978: Early man in northern Yukon Territory: Perspectives as of 1977; in Early Man in America – From a Circum-Pacific Perspective, A.L. Bryan (ed.); Archaeological Researches International, Edmonton, p. 78-95.

1980: Taphonomy and archaeology in the Upper Pleistocene of the northern Yukon Territory: a glimpse of the peopling of the New World; National Museum of Man, Mercury Series, Archaeological Survey of Canada, Paper 94, 398 p.

1983: Counts and estimates of taxonomic abundance in faunal remains: microtine rodents from Bluefish Cave I; Canadian Journal of Archaeology, v. 7, no. 1, p. 61-76.

1986: Pleistocene archaeology in Old Crow Basin: a critical reappraisal; in New Evidence for the Pleistocene Peopling of the Americas, A.L. Bryan (ed.); Center for Study of Early Man, University of Maine, Orono, p. 27-48.

Morlan, R.E. and Cinq-Mars, J.

1982: Ancient Beringians: Human occupation in the Late Pleistocene of Alaska and the Yukon Territory; in Paleoecology of Beringia, D.M. Hopkins, J.V. Matthews, Jr., C.E. Schweger, and S.B. Young (ed.); Academic Press, New York, p. 353-381.

1986: Bluefish Caves and the habitability of the northwestern margin of the Laurentide ice sheet (abstract); Program and Abstracts, 9th AMQUA meeting, Champaign-Urbana, Illinois.

Morrison, A.

1970: Pollen diagrams from interior Labrador; Canadian Journal of Botany, v. 48, p. 1957-1975.

Moss, E.H.
1955: The vegetation of Alberta: The Botanical Review, v. 21, p. 493-567.
Mott, R.J.
1971: Palynology of a buried organic deposit, River Inhabitants, Cape Breton Island, Nova Scotia; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 71-1B, p. 123-125.
1973: Palynological studies in central Saskatchewan. Pollen stratigraphy from lake sediment sequences; Geological Survey of Canada, Paper 72-49, 18 p.
1975: Palynological studies of lake sediment profiles from southwestern New Brunswick; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 273-288.
1976: A Holocene pollen profile from the Sept-Iles area, Quebec: Naturaliste canadien, v. 103, p. 457-567.
1977: Late-Pleistocene and Holocene palynology in southeastern Quebec; Géographie physique et Quaternaire, v. 31, p. 139-149.
1989: Late Pleistocene paleoenvironments in Atlantic Canada; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Mott, R.J. and Farley-Gill, L.D.
1978: A Late-Quaternary pollen profile from Woodstock, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1101-1111.
1981: Two late Quaternary pollen profiles from Gatineau Park, Quebec; Geological Survey of Canada; Paper 80-31, 10 p.
Mott, R.J. and Grant, D.R.
1984: Pre-late Wisconsinan paleoenvironments in Atlantic Canada (abstract); VIth International Palynological Conference, Calgary, 26 August to 1 September, 1984, p. 11.
1985: Pre-late Wisconsinan paleoenvironments in Atlantic Canada; Géographie physique et Quaternaire, v. 39, p. 239-254.
Mott, R.J. and Jackson, L.E., Jr.
1982: An 18 000 year palynological record from the southern Alberta segment of the classical Wisconsinan «Ice-free Corridor»; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 504-513.
Mott, R.J. and Prest, V.K.
1967: Stratigraphy and palynology of buried organic deposits from Cape Breton Island, Nova Scotia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 709-723.
Mott, R.J., Anderson, T., and Matthews, J.V., Jr.
1981: Late-glacial paleoenvironments of sites bordering the Champlain Sea, based on pollen and macrofossil evidence; in Quaternary Paleoclimate, W.C. Mahaney (ed.); GeoBooks, University East Anglia, Norwich, p. 129-171.
Mott, R.J., Anderson, T.W., and Matthews, J.V., Jr.
1982: Pollen and macrofossil study of an interglacial deposit in Nova Scotia; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 197-208.
Mott, R.J., Grant, D.R., Stea, R., and Occhietti, S.
1986: Late-glacial climatic oscillation in Atlantic Canada equivalent to the Allerød/younger Dryas event; Nature, v. 323, no. 6085, p. 247-250.
Nelson, D.E., Morlan, R.E., Vogel, J.S., Southon, J.R., and Harington, C.R.
1986: New dates on northern Yukon artifacts: Holocene not Upper Pleistocene; Science, v. 232, p. 749-751.
Nichols, H.
1967: Central Canadian palynology and its relevance to northwestern Europe in the Late Quaternary Period; Review of Palaeobotany and Palynology, v. 2, p. 231-243.
Occhietti, S.
1989: Quaternary geology of St. Lawrence Valley and adjacent Appalachian subregion; in Chapter 4 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Occhietti, S., Mott, R.J., Rutter, R., Vernal, A. de, Lortie, G., DeBoutray, B., Causse, C., et St-Jean, G.
1984: Transition Sangamonien-Wisconsinien et lithostratigraphie au centre de l'Île du Cap Breton, Nouvelle Écosse (résumé); Association Québécoise pour l'Étude du Quaternaire, Cinquième Congrès, Sherbrooke, Québec, 4-7 octobre, 1984, p. 40-41.
Ovenden, L.E.
1982: Vegetation history of a polygonal peatland, northern Yukon; Boreas, v. 11, p. 209-224.
Overpeck, J.T., Webb, T. III, and Prentice, I.C.
1985: Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilarity coefficients and the method of modern analogs; Quaternary Research, v. 23, p. 87-108.
Packer, J.G. and Vitt, D.H.
1974: Mountain Park: a plant refugium in the Canadian Rocky Mountains; Canadian Journal of Botany, v. 52, p. 1393-1409.
Parker, M.L., Jozsa, L.A., Johnson, S.G., and Bramhall, P.A.
1981: Dendrochronological studies on the coasts of James Bay and Hudson Bay; in Climatic Change in Canada 2, C.R. Harington (ed.); National Museums of Canada, Syllogeus, no. 33, p. 129-188.
Parry, M.L.
1985: Estimating the sensitivity of natural ecosystems and agriculture to climatic change – guest editorial; Climatic Change, v. 7, no. 1, p. 1-5.
Payette, S.
1983: The forest tundra and present tree-lines of the northern Quebec-Labrador Peninsula; in Tree-Line Ecology, Proceedings of the Northern Quebec Tree-Line Conference, P. Morisset and S. Payette (ed.); Nordicana, v. 47, p. 3-23.
1984: Peat inception and climatic change in northern Quebec; in Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis, N.-A. Mörner and W. Karlin (ed.); D. Reidel Publishing Company, Boston, p. 173-179.
Payette, S. and Gagnon, R.
1979: Tree-line dynamics in Ungava Peninsula, northern Quebec; Holarctic Ecology, v. 2, p. 239-248.
Pielou, E.C.
1979: Biogeography; John Wiley, New York, 351 p.
Pojar, J.
1980: Brooks Peninsula: Possible Pleistocene glacial refugium on northwestern Vancouver Island; Program and Abstracts, Botanical Society of America, Miscellaneous Publication 158, p. 89.
Prest, V.K.
1969: Retreat of Wisconsin and Recent Ice in North America; Geological Survey of Canada, Map 1257A.
1970: Quaternary Geology of Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report No. 1 (5th edition), p. 676-764.*
Prest, V.K., Terasmae, J., Matthews, J.V., Jr., and Lichti-Federovich, S.
1976: Late-Quaternary history of Magdalen Islands, Quebec; Maritime Sediments, v. 12, no. 2, p. 39-59.
Rampton, V.N.
1971: Late Quaternary vegetation and climatic history of the Snag-Klutlan area, southwestern Yukon Territory, Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 82, p. 959-978.
Rampton, V.N., Gauthier, R.C., Thibault, J., and Seaman, A.A.
1984: Quaternary geology of New Brunswick; Geological Survey of Canada, Memoir 416, 77 p.
Randhawa, A.S. and Beamish, K.I.
1972: The distribution of *Saxifraga ferruginea* and the problem of refugia in northwestern North America; Canadian Journal of Botany, v. 50, p. 79-87.
Reeves, B.O.K.
1983: Bergs, barriers and Beringia: reflections on the peopling of the New World; in Quaternary Coastlines and Marine Archaeology, P.M. Masters and N.C. Fleming (ed.); Academic Press, New York, p. 390-411.
Repenning, C.A.
1967: Palearctic-Nearctic mammalian dispersal in the late Cenozoic; in The Bering Land Bridge, D.M. Hopkins (ed.); Standford University Press, p. 288-311.
1980: Faunal exchanges between Siberia and North America; Canadian Journal of Anthropology, v. 1, p. 37-44.
Richard, P.J.H.
1971: Two pollen diagrams from the Québec city area, Canada; Pollen et Spores, v. 13, p. 523-559.
1973a: Histoire postglaciaire comparée de la végétation dans deux localités au nord du parc des Laurentides, Quebec; Naturaliste canadien, vol. 100, p. 577-590.
1973b: Histoire postglaciaire comparée de la végétation dans deux localités au sud de la ville de Québec; Naturaliste canadien, vol. 100, p. 591-603.
1973c: Histoire postglaciaire de la végétation dans la région de Saint-Raymond de Portneuf, telle que révélée par l'analyse pollinique d'une tourbière; Naturaliste canadien, vol. 100, p. 561-575.
1974: Présence de *Shepherdia canadensis* (L.) Nutt. dans la région du parc des Laurentides, Québec, au tardiglaciaire; Naturaliste canadien, vol. 101, p. 763-768.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

1975a: Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation dans les Cantons-de-l'Est: étude des sites de Weedon et Albion; Cahiers de géographie du Québec, vol. 19, p. 267-284.
1975b: Histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Parc des Laurentides, Québec; Naturaliste canadien, vol. 102, p. 669-681.
1975c: Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation dans la plaine du Saint-Laurent: Lotbinière et Princeville; Revue de géographie de Montréal, vol. 29, p. 95-107.
1977a: Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique; Service de la recherche, Direction générale des forêts, Ministère des Terres et Forêts du Québec, Tome 1, 312 p., Tome 2, 142 p.
1977b: Végétation tardiglaciaire au Québec méridional et implications paléoclimatiques; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 161-176.
1978: Histoire tardiglaciaire et postglaciaire de la végétation au Mont Shefford, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 32, p. 81-93.
1979: Contribution à l'histoire postglaciaire de la végétation au nord-est de la Jamésie, Nouveau-Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 33, p. 93-112.
1980: Histoire postglaciaire de la végétation au sud du lac Abitibi, Ontario et Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 34, p. 77-94.
1981a: Palaeoclimatic significance of the Late-Pleistocene and Holocene pollen record in south-central Quebec, p. 335-360, in Quaternary aleoclimate, W.C. Mahaney (ed.); Geo Abstracts, University East Anglia, Norwich, 464 p.
1981b: Paléophytogéographie postglaciaire en Ungava, par l'analyse pollinique; Collection Paléo-Québec, no 13, Université du Québec à Montréal, 153 p.
1989: Patterns of post-Wisconsinan plant colonization in Quebec-Labrador; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Richard, P.J.H., Larouche, A., et Bouchard, M.
1982: Âge de la déglaciation finale et histoire postglaciaire de la végétation dans la partie centrale du Nouveau-Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 36, p. 63-90.

Richard, P.J.H. et Larouche, A.C.
1989: La végétation postglaciaire du Témiscamingue, Québec, durant l'épisode glaciolacustre Barlow. Canadian Journal of Botany.

Ritchie, J.C.
1964: Contributions to the Holocene paleoecology of west central Canada 1. The Riding Mountain area; Canadian Journal of Botany, v. 42, p. 181-197.
1967: Holocene vegetation of the northwestern precincts of the Glacial Lake Agassiz Basin; in Life, Land and Water, W.J. Mayer-Oakes (ed.); University of Manitoba Press, Winnipeg, Manitoba, p. 217-229.
1969: Absolute pollen frequencies and carbon-14 age of a section of Holocene lake sediment from the Riding Mountain area of Manitoba; Canadian Journal of Botany, v. 47, p. 1345-1349.
1976: The late-Quaternary vegetational history of the western interior of Canada; Canadian Journal of Botany, v. 54, p. 1793-1818.
1977: The modern and late Quaternary vegetation of the Campbell Dolomite Uplands, near Inuvik, N.W.T.; Ecological Monographs v. 47, p. 401-423.
1980: Towards a Late-Quaternary paleoecology of the ice-free corridor; Canadian Journal of Anthropology, v. 1, p. 15-28.
1981: Problems of interpretation of the pollen stratigraphy of northwest North America, p. 344-391; in Quaternary Paleoclimates, W.C. Mahaney (ed.); Geoabstracts, Norwich, 464 p.
1982: The modern and late-Quaternary vegetation of the Doll Creek area, North Yukon, Canada; New Phytologist, v. 90, p. 563-603.
1984a: Past and Present Vegetation of the Far Northwest of Canada; University of Toronto Press, Toronto, 251 p.
1984b: A Holocene pollen record of boreal forest history from the Travaillant Lake area, Lower Mackenzie River Basin; Canadian Journal of Botany, v. 62, p. 1385-1392.
1985: Late-Quaternary climatic and vegetational change in the Lower Mackenzie Basin, Northwest Canada; Ecology, v. 66, p. 612-621.
1989: History of the boreal forest in Canada; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Ritchie, J.C. and Cwynar, L.C.
1982: The Late Quaternary vegetation of the north Yukon; in Paleoecology of Beringia, D.M. Hopkins, J.V. Matthews, Jr., C.E. Schweger, and S.B. Young (ed.); Academic Press, New York, p. 113-127.

Ritchie, J.C. and De Vries, B.
1964: Contributions to the Holocene paleoecology of west central Canada – a late glacial deposit from the Missouri Coteau; Canadian Journal of Botany, v. 42, p. 677-692.

Ritchie, J.C. and Hadden, K.A.
1975: Pollen stratigraphy of Holocene sediments from the Grand Rapids area, Manitoba, Canada; Revue paléobotanie et palynologie, v. 19, p. 193-202.

Ritchie, J.C. and Hare, F.K.
1977: Late-Quaternary vegetation and climate near the arctic tree line of northwestern North America; Quaternary Research, v. 1, p. 331-341.

Ritchie, J.C. and Lichti-Federovich, S.
1968: Holocene pollen assemblages from the Tiger Hills, Manitoba; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 873-880.

Ritchie, J.C., Cwynar, L.C., and Spear, R.W.
1983: Evidence from north-west Canada for an Early Holocene Milankovitch Thermal Maximum; Nature, v. 305, no. 5930, p. 126-128.

Roemer, H.L. and Ogilvie, R.T.
1983: Additions to the flora of the Queen Charlotte Islands on limestone; Canadian Journal of Botany, v. 61, p. 2577-2580.

Rousseau, C.
1974: Géographie floristique du Québec-Labrador: distribution des principales espèces vasculaires; Travaux et documents, Centre d'Études Nordiques, No. 7, Presses Université Laval, Québec, 798 p.

Rowe, J.S.
1972: Forest Regions of Canada; Department of Environment, Canada Forestry Service, Publication 1300, 172 p.

Ruddiman, W.F. and McIntyre, A.
1979: Warmth of the subpolar North Atlantic Ocean during northern hemispheric ice-sheet growth; Science, v. 204, no. 4389, p. 173-175.
1981: Oceanic mechanisms for amplification of the 23 000 year ice-volume cycle; Science, v. 212, no. 4495, p. 617-627.

Rutter, N.W.
1984: Pleistocene history of the western Canadian ice-free corridor; in Quaternary Stratigraphy in Canada – A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 49-56.

Rutter, N.W. and C.E. Schweger (editors)
1980: The ice-free corridor and peopling of the New World; Canadian Journal of Anthropology, v. 1., 139 p.

Ryder, J.M. and Clague, J.J.
1989: Regional Quaternary stratigraphy and history of British Columbia, in Chapter 1 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Savoie, L. et Richard, P.J.H.
1979: Paléophytogéographie de l'épisode de Saint-Narcisse dans la région de Sainte-Agathe, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 33, p. 175-188.

Schneider, S.H.
1984: On the empirical verification of model-predicted CO_2-induced climatic effects; in Climate Processes and Climate Sensitivity, J.E. Hansen and T. Takahashi (ed.); American Geophysical Union, Geophysical Monographs, v. 29, p. 187-201.
1986: Can modeling of the ancient past verify prediction of future climates – an editorial; Climatic Change, v. 8., p. 117-119.

Schneider, S.J. and Thompson, S.L.
1981: Atmospheric CO_2 and climate: importance of the transient response; Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 3135-3147.

Schofield, W.B.
1976: Bryophytes of British Columbia. III. Habitat and distributional information for selected mosses; Syesis, v. 9, p. 317-354.

Schuster, R.M. and Schofield, W.B.
1982: On *Dendrobazzania*, a new genus of Lepidoziaceae (Jungermanniales); The Bryologist, v. 85, p. 231-238.

Schweger, C.E.
19[illegible]: Paleoecology of the western Canadian ice-free corridor; in Chapter 7 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Schweger, C.E. and Janssens, J.A.
1980: Paleoecology of the Boutellier nonglacial interval, St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada; Arctic and Alpine Research, v. 12, p. 309-317.

Schweger, C.E. and Matthews, J.V., Jr.
1985: Old Crow Tephra and its implications for the synoptic paleoecology/paleoclimatology of Alaska and the Yukon during the mid-Wisconsinan time; Géographie physique et Quaternaire, v. 39, p. 275-290.

Schweger C.E., Habgood, T., and Hickman, M.
1981: Late glacial-Holocene climatic changes of Alberta – the record from lake sediment studies; in The Impacts of Climatic Fluctuations on Alberta's Resources and Environment; Atmospheric Environment Services, Western Region, Environment Canada, Edmonton, Report WAES-1-81, p. 47-60.

Schweger, C.E., Matthews, J.V., Jr., Hopkins, D.M., and Young, S.B.
1982: Paleoecology of Beringia – A Synthesis; in Paleoecology of Beringia, D.M. Hopkins, J.V. Matthews, Jr., C.E. Schweger, and S.B. Young (ed.); Academic Press, New York, p. 425-444.

Schwert, D.P., Anderson, T.W., Morgan, A., Morgan, A.V., and Karrow, P.F.
1985: Changes in Late Quaternary vegetation and insect communities in southwestern Ontario; Quaternary Research, v. 23, p. 205-226.

Scudder, G.E.E.
1979: Present patterns in the fauna and flora of Canada and its insect fauna; in Canada and its Insect Fauna, H.V. Danks (ed.); Memoirs of the Entomological Society of Canada, v. 108, p. 87-179.

Sher, A.V.
1976: The role of Beringian land in the development of Holarctic mammalian fauna in the Late Cenozoic; in Beringia in the Cenozoic Era, V.I. Kontrimavichus (ed.); Academy of Sciences of the USSR, Far Eastern Scientific Center, p. 296-316.

Sher, A.V, Kaplina, T.N., Giterman, R.E., Lozhkin, A.V., Arkhangelov, A.A., Kiselyov, S.V., Kovzentsov, Yu. V., Virina, E.I., and Zazhigin, V.S.
1979: Scientific excursion on problems « late Cenozoic of the Kolyma Lowland »; XIV Pacific Science Congress, Moscow, NAUKA: 116

Short, S.K.
1978: Palynology: a Holocene environmental perspective for archaeology in Labrador-Ungava; Arctic Anthropology, v. 15, p. 9-35.

Short, S.K. and Nichols, H.
1977: Holocene pollen diagrams from subarctic Labrador-Ungava: vegetational history and climatic change; Arctic and Alpine Research, v. 9, p. 265-290.

Slater, D.S.
1978: Late Quaternary pollen diagram from the central Mackenzie corridor area (abstract); Abstracts, American Quaternary Association, 5th Biennial Meeting, Edmonton, p. 176.

Soper, J.D.
1964: The Mammals of Alberta; Hamly Press, Edmonton.

Sorenson, C.J.
1977: Reconstructed Holocene bioclimates; Annals of the Association of American Geographers, v. 67, p. 214-222.

Sorenson, C.J. and Knox, J.C.
1974: Paleosois and paleoclimates related to late Holocene forest/tundra border migrations: Mackenzie and Keewatin, N.W.T., Canada; in International Conference in the Prehistory and Paleoecology of western North American Arctic and Sub-Arctic, S. Raymond and P. Schlederman (ed.); University of Calgary, Archeological Association, Calgary, p. 187-204.

Spear, R.W.
1983: Paleoecological approaches to a study of treeline fluctuation in the Mackenzie Delta region, Northwest Territories, preliminary results; in Tree-line Ecology, Proceedings of the Northern Quebec Tree-Line Conference, P. Morisset and S. Payette (ed.); Nordicana, v. 47, p. 61-72.

Stalker, A.M.
1977: Indications of Wisconsin and earlier man from the southwest Canadian prairies: Annals of New York Academy of Sciences, v. 19, p. 119-136.

Stalker, A.M. and Mott, R.J.
1972: Palynology of the « Kansan » carbonaceous clay unit near Medicine Hat, Alberta; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 72-1B, p. 117-119.

Stalker, A.M. and Churcher, C.S.
1982: Ice age deposits and animals from the southwestern part of the Great Plains of Canada; Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report 31 (wall chart).

Stea, R. and Hemsworth, D.
1979: Pleistocene stratigraphy of the Miller Creek Section, Hants County, Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Paper 79-5, 16 p.

Stothers, R.B.
1984: The great Tambora eruption in 1815 and its aftermath; Science, v. 224, no. 4654, p. 1191-1198.

Sutherland-Brown, A.
1968: Geology of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin, v. 54, p. 1-226.

Sutherland-Brown, A. and Nasmith, H.
1962: The glaciation of the Queen Charlotte Islands; Canadian Field-Naturalist, v. 76, p. 209-219.

Swain, A.M.
1973: A history of fire and vegetation in northeastern Minnesota as recorded in lake sediments; Quaternary Research, v. 3, p. 383-396.

Terasmae, J.
1969: Quaternary palynology in Quebec: a review and future prospects; Revue de géographie de Montréal, v. 23, p. 281-288.
1973: Notes on late Wisconsin and early Holocene history of vegetation in Canada; Arctic and Alpine Research, v. 5, p. 201-222.
1976: In search of a palynological tundra; Geoscience and Man, v. 15, p. 77-82.
1980: Some problems of Late Wisconsin history and geochronology in southeastern Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 361-381.

Terasmae, J. and Anderson, T.W.
1970: Hypsithermal range extension of white pine (Pinus strobus L.) in Quebec, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 406-413.

Terasmae, J. and Hughes, O.L.
1966: Late-Wisconsinan chronology and history of vegetation in the Ogilvie Mountains, Yukon Territory, Canada; Palaeobotanist, v. 15, p. 235-242.

Terasmae, J. and McAtee, C.L.
1979: Palynology of Perch Lake sediments: Progress and some potential future developments; in Hydrological and geochemical studies in the Perch Lake Basin: A second report of progress, P.J. Barry (ed.); Atomic Energy of Canada, Chalk River Nuclear Laboratories, Chalk River, p. 279-2d82.

Trigger, B.G.
1976: The Children of Aataentsic I: A History of the Huron People to 1660; McGill-Queen's University Press, Montreal, 455 p.

Turner, J.V., Fritz, P., Karrow, P.F., and Warner, B.G.
1983: Isotopic and geochemical composition of marl lake waters and implications for radiocarbon dating of marl lake sediments; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 599-615.

Vance, R.E., Emerson, D., and Habgood, T.
1983: A mid-Holocene record of vegetation change in central Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 364-376.

van der Hammen, T., Wijmstra, T.A., and Zagwijn, W.H.
1971: The floral record of the late Cenozoic of Europe; in The Late Cenozoic Glacial Ages, K.K. Turekian (ed.); Yale University Press, New Haven, p. 391-424.

Vernal, A. de
1983: Paléoenvironnements du Wisconsinien par la palynologie dans la région de Baie Saint-Laurent, Île du Cap Breton: Département de Géographie, Université de Montréal, Montréal, Québec, 97 p.

Vernal, A. de et Mott, R.J.
1986: Palynostratigraphie et paléoenvironments du Pléistocène supérieur dans la région du Lac Bras d'Or, Île du Cap-Breton, Nouvelle-Écosse; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 23, p. 491-503.

Vernal, A. de, Mott, R.J., Occhietti, S., and Causse, C.
1984: Palynostratigraphie du Pléistocène supérieur dans la région du Lac Bras d'Or, Île du Cap-Breton (Nouvelle-Écosse) (résumé); VIth International Palynological Conference, Calgary, 26 August to Septem-ber, 1984, p. 34.

Vernal, A. de, Richard, P.J.H., et Occhietti, S.
1983: Palynologie et paléoenvironnements du Wisconsinien de la région de la Baie Saint-Laurent, Île du Cap-Breton; Géographie physique et Quaternaire, vol. 37, p. 307-322.

Vilks, G. and Mudie, P.
1978: Early deglaciation of Labrador Shelf; Science, v. 202, no. 4373, p. 1181-1183.*

Vincent, J-S.
1973: A palynological study for the Little Clay Belt, northwestern Quebec; Naturaliste Canadien, v. 100, p. 59-70.
1989: Quaternary geology of the southeastern Canadian Shield; in 4 Chapter 3 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Vitt, D.H. and Schofield, W.B.
1976: *Seligeria careyana*, a new species from the Queen Charlotte Islands, Western Canada; The Bryologist, v. 79, p. 231-234.

Waggoner, P.E.
1983: Agriculture and a climate changed by more carbon dioxide; in Board on Atmospheric Sciences and Climate; Commission on Physical Sciences, Mathematics and Resources, National Research Council, National Academy Press, p. 383-418.

Warner, B.G.
1984: Late Quaternary paleoecology of eastern Graham Island, Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada; unpublished PhD thesis, Department of Biological Sciences, Simon Fraser University, Burnaby, British Columbia, 190 p.

Warner, B.G., Clague, J.J., and Mathewes, R.W.
1984a: Geology and paleoecology of a Mid-Wisconsin peat from the Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada; Quaternary Research, v. 21, p. 337-350.

Warner, B.G., Hebda, R.J., and Hann, B.J.
1984b: Postglacial paleoecological history of a cedar swamp, Manitoulin Island, Ontario, Canada; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 45, p. 301-345.

Warner, B.G., Mathewes, R.W., and Clague, J.J.
1982: Ice-free conditions on the Queen Charlotte Islands, British Columbia, at the height of Late Wisconsin glaciation; Science, v. 218, no. 4573, p. 675-677.

Warwick, W.F.
1980: Chironomidae (Diptera) responses to 2800 years of cultural influence: A Palaeolimnological study with special reference to sedimentation, eutrophication, and contamination processes; Canadian Entomologist, v. 112, p. 1193-1238.

Waters, P.L. and Rutter, N.W.
1983: Utilizing paleosols and volcanic ash in correlating Holocene deposits in southern Alberta; in Quaternary Chronologies, W.C. Mahaney (ed.); Geoabstracts Ltd., Norwich, U.K.

Webb, T., III and Clark, D.R.
1977: Calibrating micropaleontological data in climatic terms: a critical review; Annals of the New York Academy of Science, v. 5, no. 288, p. 93-118.

Webb, T., III, Richard, P.J.H., and Mott, R.J.
1983: A mapped history of Holocene vegetation in southern Quebec; National Museums of Canada, Syllogeus Series 49, p. 273-336.

Wenner, C.-G.
1947: Pollen diagrams from Labrador; Geografiska Annaler, v. 29, p. 137-374.

Westgate, J.A.
1972: Cypress Hills; in Quaternary Geology and Geomorphology Between Winnipeg and the Rocky Mountains, N.W. Rutter and E.A. Christiansen (ed.), 24th International Geological Congress, Montreal, Guidebook, Excursion C-22, p. 50-62.*

Westgate, J.A., Fritz, P., Matthews, J.V., Jr., Kalas, L., Delorme, L.D., Green, R., and Aario, R.
1972: Geochronology and paleoecology of mid-Wisconsin sediments in west central Alberta, Canada (abstract); 24th International Geological Congress, Montréal, p. 380.

Westgate, J.A., Hamilton, T.D., and Gorton, M.P.
1983: Old Crow Tephra: a new late Pleistocene stratigraphic marker across north-central Alaska and western Yukon Territory; Quaternary Research, v. 19, p. 38-54.

Wheeler, N.C. and Guries, R.P.
1982: Biogeography of Lodgepole pine; Canadian Journal of Botany, v. 60, p. 1805-1814.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

White, J.M.
1983: Late Quaternary geochronology and paleoecology of the upper Peace River District, Canada; unpublished PhD thesis, Simon Fraser University, Burnaby, British Columbia, 146 p.

White, J.M. and Mathewes, R.W.
1982: Holocene vegetation and climatic change in the Peace River District, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 555-570.

White, J.M., Mathewes, R.W., and Mathews, W.H.
1979: Radiocarbon dates from Boone Lake and their relation to the 'Ice-free Corridor' in the Peace River District of Alberta, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1870-1874.

White, P.S.
1979: Pattern, process and natural disturbance in vegetation; The Botanical Review, v. 45, p. 229-299.

Whittaker, R.M.
1975: Communities and Ecosystems (2nd edition); Macmillan, New York, 385 p.

Wiggins, G.B.
1977: Larvae of the North American Caddisfly Genera (Trichoptera); University of Toronto Press, Toronto, 401 p.

Williams, N.E. and Morgan, A.V.
1977: Fossil caddisflies (Insecta: Trichoptera) from the Don Formation, Toronto, Ontario, and their use in paleoecology; Canadian Journal of Zoology, v. 55, p. 519-527.

Williams, N.E., Westgate, J.A., Williams, D.D., Morgan, A., and Morgan, A.V.
1981: Invertebrate fossils (Insecta: Trichoptera, Diptera, Coleoptera) from the Pleistocene Scarborough Formation at Toronto, Ontario, and their paleoenvironmental significance; Quaternary Research, v. 16, p. 146-166.

Wilson, C.
1983: Some aspects of the calibration of early Canadian temperature records in the Hudson's Bay Company archives: A case study for the summer season, eastern Hudson/James Bay, 1814 to 1821; Climatic Change in Canada 3, Syllogeus 49, p. 144-202.

Wilson, M.A.
1984: Postglacial climatic and vegetation history of the La Ronge area, northern Saskatchewan; Saskatchewan Research Council, No. R-743-2-E-84, 90 p.

Wilson, M.
1974: Fossil *Bison* and artifacts from the Mona Lisa Site, Calgary, Alberta. Part 1: stratigraphy and artifacts; Plains Anthropologist, v. 19, p. 34-45.

Wilson, M. and Churcher, C.S.
1978: Late Pleistocene *Camelops* from the Gallelli Pit, Calgary, Alberta: morphology and geologic setting; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 729-740.

Woillard, G.
1978: Grand Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140 000 years; Quaternary Research, v. 9, p. 1-21.

Wright, G.F.
1893: Man and the Glacial Period (2nd edition); Paul, London.

Wright, H.E., Jr.
1976: The dynamic nature of Holocene vegetation: a problem in paleoclimatology, biogeography, and stratigraphic nomenclature; Quaternary Research, v. 6, p. 581-596.
1984: Sensitivity and response time of natural systems to climatic change in the late Quaternary; Quaternary Science Review, v. 3, p. 91-131.

Youngman, P.M.
1986: The extinct short-faced skunk *Brachyprotoma obtusata* (Mammalia, Carnivora): first records for Canada and Beringia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 419-424.

Adresse des auteurs

J.V. Matthews, Jr.
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

T.W. Anderson
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

M. Boyko-Diakonow
3688 Parkview Street
Penticton, British Columbia
V2A 0H1

R.W. Mathewes
Department of Biological Sciences
Simon Fraser University
Burnaby, British Columbia
V5A 1S6

J.H. McAndrews
Department of Botany
Royal Ontario Museum
Toronto, Ontario
M5S 2C6

R.J. Mott
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

P.J.H. Richard
Département de géographie
Université de Montréal
Montréal (Québec) H3C 3J7

J.C. Ritchie
Life Sciences, Scarborough College
West Hill, Ontario
M1C 1A4

C.E. Schweger
Department of Anthropology
University of Alberta
Edmonton, Alberta
T6G 2H4

Imprimé au Canada

Chapitre 8

GÉODYNAMIQUE QUATERNAIRE AU CANADA

Sommaire

Introduction — J.T. Andrews

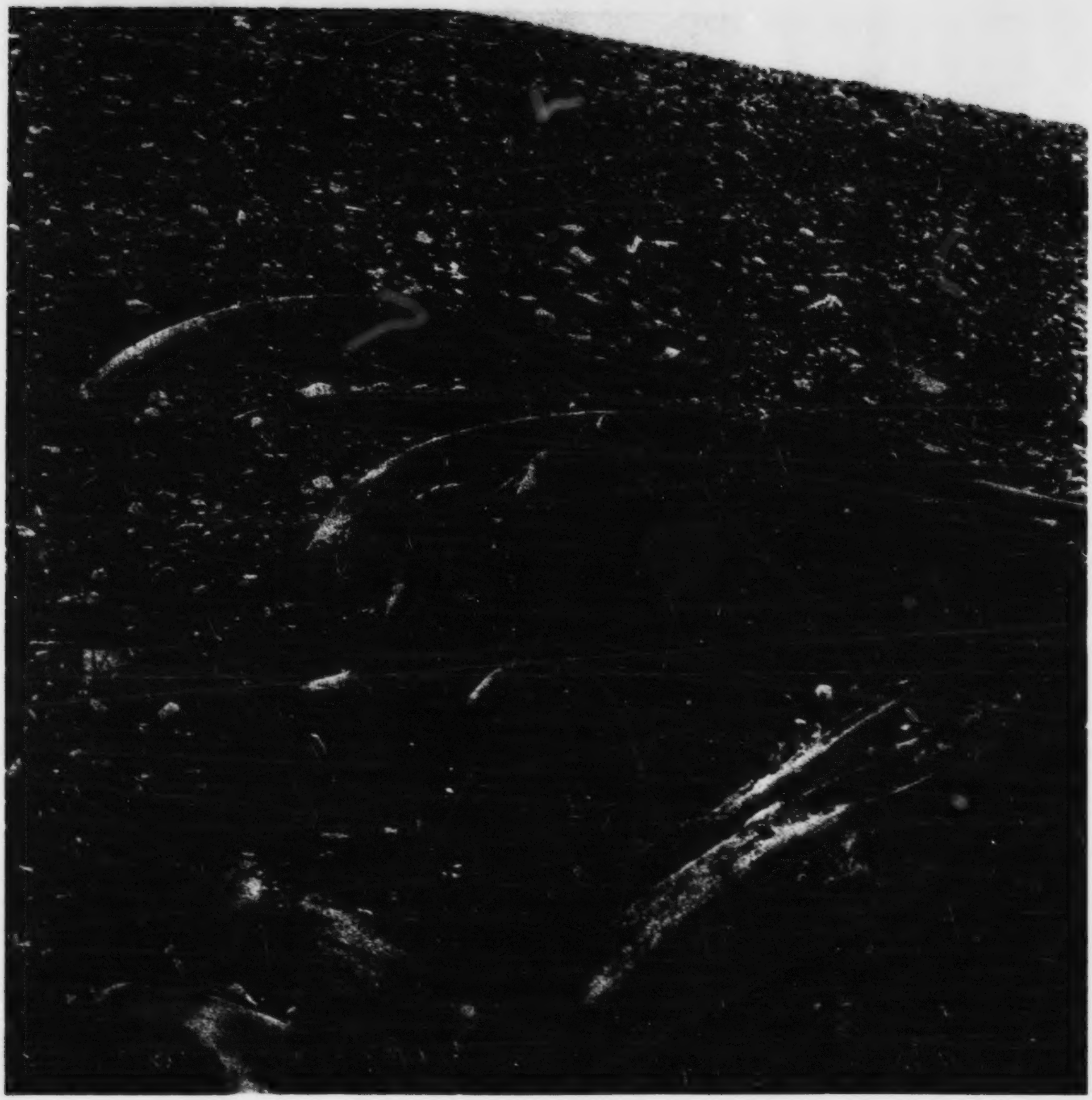
Nature de la dernière glaciation au Canada — J.T. Andrews

Émersion et submersion postglaciaires — J.T. Andrews

Modèles glacio-isostatiques — W.R. Peltier

Remerciements

Bibliographie



Vertèbres et côtes d'une baleine boréale à une altitude de 57,5 m sur l'île Prescott, dans le centre de l'Arctique canadien. La datation au radiocarbone de ces ossements a donné un âge de 9 333 ± 145 BP (GSC-2913). La limite marine dans cette région se trouve à environ 107 m et l'âge des ossements correspond approximativement à l'époque où la mer atteignait l'île. Photo de A.S. Dyke. 204511-V.

Chapitre 8

GÉODYNAMIQUE QUATERNAIRE AU CANADA

J.T. Andrews et W.R. Peltier

SOMMAIRE

Tout en faisant ressortir l'importance d'une interaction entre la théorie et l'observation, ce chapitre donne un aperçu de la masse considérable de données actuellement disponibles sur la géologie du Quaternaire ainsi qu'un aperçu des modèles géophysiques élaborés en vue de leur interprétation. La géologie quaternaire peut être mise à contribution dans l'étude de plusieurs questions relevant de la géodynamique -la variation de la viscosité du manteau avec la profondeur, l'épaisseur de la lithosphère continentale et la nature des discontinuités des paramètres d'élasticité observées à 420 et 670 km de profondeur par les méthodes sismiques-autant de problèmes qu'il est important de résoudre si nous voulons comprendre la nature des mouvements de convexion dans le manteau, qui sont à l'origine de la dérive des continents et de l'expansion des fonds océaniques. Les données géologiques du Quaternaire ont déjà commencé à produire des résultats fort pertinents dans le domaine de la géodynamique.

Il n'est évidemment pas possible, à l'intérieur de ce seul chapitre, de rendre compte de toute la recherche effectuée en géodynamique du Quaternaire. Ainsi, les auteurs passeront sous silence (1) la sismicité liée au processus de compensation isostatique, en raison de la réactivation d'anciennes failles situées à proximité des marges de l'inlandsis; (2) la façon dont on peut utiliser une modélisation gravitationnelle des variations du niveau marin relatif pour filtrer les données marégraphiques de façon à mieux faire ressortir une éventuelle composante eustatique de la remontée actuelle du niveau marin, attribuable, par exemple, à la fonte de glaciers continentaux actuels; (3) l'éclairage que certaines données sur la rotation de la Terre peuvent apporter à l'étude de la stratification visco-élastique des couches profondes du Globe, données qui reflètent en outre la configuration de la planète lors du dernier épisode de déglaciation de l'actuelle période glaciaire.

Les données sur la géologie quaternaire se sont révélées extrêmement utiles en géodynamique dès les premiers travaux de Haskell et de Vening-Meinesz sur le relèvement isostatique de la Fennoscandie, mais ce n'est que depuis une dizaine d'années que l'on en réalise véritablement tout le potentiel. Déjà, ces données sont utilisées abondamment pour élucider les propriétés rhéologiques du manteau et interpréter les principales caractéristiques de la structure élastique du Globe révélées par l'analyse des ondes sismiques. Une bonne partie de ces données se prête maintenant à une interprétation quantitative directe, grâce à l'application d'un modèle conciliant les observations gravimétriques aux variations du niveau marin relatif provoquées par la déglaciation.

INTRODUCTION

J.T. Andrews

Durant tout le Quaternaire, le Canada entier a été le siège de processus géodynamiques de grande ampleur. En effet, la croûte a été périodiquement soumise aux contraintes exercées par le poids des glaciers (la surcharge glacio-isostatique) et par l'allégement de la charge consécutif au retrait des glaciers (la décharge glacio-isostatique). L'englacement des contrées nordiques a peut-être commencé dès le Pliocène, il y a 3,4 millions d'années. Ces premières avancées glaciaires étaient probablement très espacées dans le temps, mais leur périodicité semble avoir diminué au Quaternaire, de sorte que, depuis environ 600 ka, le Canada a connu plusieurs cycles glacio-isostatiques dont la durée moyenne était de l'ordre de 90 ka ou moins. L'objet du présent chapitre est l'analyse de la réponse glacio-isostatique de la masse continentale canadienne par suite de l'avancée et du retrait de grandes masses glaciaires, en particulier l'Inlandsis laurentidien, l'Inlandsis de la Cordillère et le Complexe glaciaire de Franklin. La figure 8-1 indique les limites approximatives de ces masses lors du dernier maximum glaciaire. Ces inlandsis étaient essentiellement concomitants, quoique leurs mouvements n'étaient pas nécessairement synchrones, du moins à l'échelle du millénaire. Par ailleurs, l'isostasie glaciaire a pu avoir des incidences sur la fracturation de la croûte et sur la sismicité (Quinlan, 1984). Il est possible que les contraintes exercées par la surcharge et la décharge glacio-isostatiques de grands inlandsis aient contribué à la réactivation de certaines failles et, du même coup, à une augmentation de la sismicité (Clark, 1982a; Quinlan, 1984). Un autre aspect de la géodynamique quaternaire du Canada est l'existence de grandes anomalies gravimétriques négatives (à l'air libre), qui semblent associées spatialement aux anciens inlandsis.

Avant d'entrer dans le vif du sujet, précisons que les données relatives à la chronologie glaciaire du Quaternaire sont réparties entre plusieurs chapitres consacrés à

Andrews, J.T. et Peltier, W.R.
1989: Géodynamique quaternaire au Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 8, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Andrews, J.T.
1989: Introduction. (Géodynamique quaternaire au Canada). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 8, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

une région en particulier qui, ensemble, forment la première partie du présent volume. Ces synthèses, dont la plupart n'étaient malheureusement pas disponibles au moment de la rédaction de ce chapitre, contiennent des renseignements sur la limite marine, l'altitude et l'âge des formes et dépôts littoraux, de même que sur leurs relations avec la déglaciation. Dans le cas des régions qui n'ont pas subi d'invasion marine, ces chapitres régionaux nous renseignent sur l'orientation et l'ampleur du gauchissement isostatique des paléorivages de lacs proglaciaires, ce qui est fort utile pour l'analyse de la réponse isostatique de la croûte.

Depuis près d'un siècle, les résultats d'études sur le relèvement glacio-isostatique de la croûte ont été amplement utilisés pour localiser le ou les centres des anciens complexes glaciaires au Canada (voir Shilts, 1980, 1982; Denton et Hughes, 1981; Dyke et al., 1982b; Peltier et Andrews, 1983). Nous approfondirons plus loin les rapports entre inlandsis, rhéologie de la Terre et variations du niveau marin relatif.

Au cours du Quaternaire (depuis 1,65 Ma), le territoire canadien a été soumis à d'autres processus géodynamiques dont il n'est pas fait mention ici. Il en sera plutôt question dans le volume consacré à la néotectonique, qui traite notamment de la formation des failles au cours de l'Holocène et de la sismicité actuelle au Canada. En conséquence, nous passerons sous silence pour l'instant les relations entre la sismicité et l'isostasie glaciaire.

Le présent chapitre est divisé en trois parties. La première fait le point sur l'extension, la nature et la chronologie de la dernière glaciation. La deuxième rend compte des observations relatives à l'émersion et à la submersion postglaciaires dans les régions côtières du Canada ainsi que des observations relatives à la déformation des rivages de lacs glaciaires. Dans la troisième partie, sont présentés les résultats de divers travaux de modélisation qui mettent en relation le cycle glacio-isostatique et les modèles rhéologiques de la Terre d'une part avec les changements du niveau marin relatif estimés par modélisation et l'ampleur des anomalies gravimétriques à l'air libre d'autre part.

NATURE DE LA DERNIÈRE GLACIATION AU CANADA

J.T. Andrews

L'extension des glaciers, les variations de l'épaisseur des glaces et la chronologie de l'avancée et du retrait glaciaires au Canada sont loin de faire l'unanimité. Ainsi, l'interprétation des données sur l'isostasie glaciaire ne dispose pas au départ de tous les éléments nécessaires à une compréhension complète de la dynamique des inlandsis. D'ailleurs, l'intérêt des études glacio-isostatiques réside dans la possibilité qu'elles offrent de déduire l'histoire glaciaire à partir d'un modèle spatial du relèvement glacio-isostatique (Peltier, 1976; Clark, 1980; Quinlan, 1981, 1985; Quinlan et Beaumont, 1982; Wu et Peltier, 1983). Mise à part la nécessité d'élaborer un modèle rhéologique convenable (Peltier, 1981), l'interprétation des données glacio-isostatiques soulève certaines questions fondamentales: 1) À quel moment les inlandsis se sont-ils formés? Comment ont-ils varié en étendue et en épaisseur au cours de la glaciation, et de quelle manière sont-ils disparus? 2) Quelle a été, dans un contexte plus global, l'histoire générale de la glaciation et de la déglaciation pendant le même laps de temps? À ces questions sont intimement liées celles des fluctuations du niveau marin et de la déformation de la masse continentale canadienne (Clark et al., 1978).

En ce qui concerne l'interaction entre la géologie glaciaire et l'isostasie -les deux étant à la fois des problèmes directs et inverses (Peltier, 1976; Peltier et Andrews, 1976)- il est très important de faire la distinction entre une ligne de partage des glaces et une aire d'épaisseur maximale de la glace (voir Andrews, 1982). Sur les inlandsis actuels, comme celui du Groenland (Radok et al, 1982), certaines lignes de partage (qui contrôlent la direction de l'écoulement basal) sont situées sur des hauteurs du lit sous-glaciaire, tandis que les plus grandes épaisseurs de glace se trouvent dans des bassins intérieurs. Ces observations expliquent peut-être en partie la non-concordance spatiale entre les aires de décharge glacio-isostatique maximale et les lignes de partage des glaces (Andrews et Peltier, 1983) et pourraient aussi contribuer à réconcilier certains points de vue contradictoires quant à la configuration géométrique de l'Inlandsis laurentidien (par ex. Shilts, 1980; Denton et Hughes, 1981; Dyke et al., 1982b).

Au Canada, les données sur l'isostasie glaciaire proviennent presqu'essentiellement des plages et autres formes ou dépôts littoraux et concernent principalement le dernier épisode de déglaciation. Ces données ne nous donnent qu'une idée partielle des processus isostatiques associés à la dernière décharge glacio-isostatique et des ajustements de la surface terrestre qui lui sont reliés. En ce qui concerne la réponse isostatique durant la croissance d'un inlandsis, les données proviennent en majeure partie de la côte est de l'île de Baffin, où une série de falaises soulevées, taillées par les vagues, surplombent la baie de Baf-

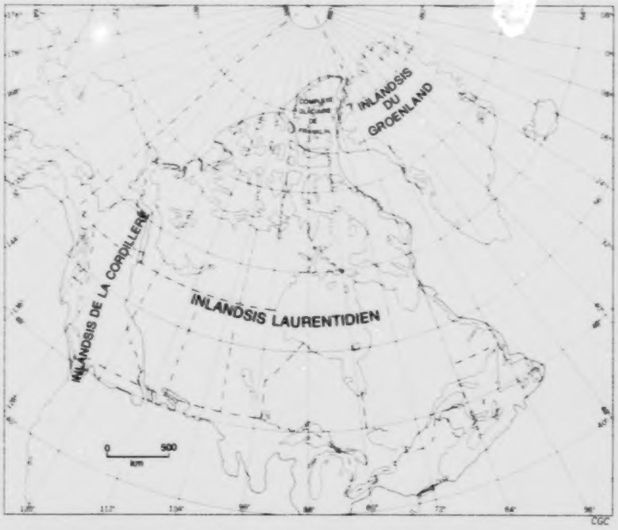


Figure 8-1. Complexes glaciaires du Canada et de l'Amérique du Nord au Wisconsinien supérieur.

Andrews, J.T.
1989: Nature de la dernière glaciation au Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 8, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

fin et le détroit de Davis (Miller et al., 1977; Nelson, 1981; Brigham, 1983; Mode et al., 1983). Dans cette région, les sédiments quaternaires forment des séquences répétitives, chacune étant interprétée comme le résultat sédimentaire d'un cycle glacio-isostatique distinct (fig. 8-2). Le dernier épisode glaciaire majeur à avoir agi directement sur la côte externe de l'île de Baffin est trop ancien pour permettre la datation au ^{14}C (Løken, 1966; Miller et al., 1977; Dyke et al., 1982a; Andrews et Miller, 1984); de plus, les méthodes de la série isotopique de l'uranium (Szabo et al., 1981) et de la racémisation des acides aminés (Miller et al., 1977; Miller, 1985) ne permettent d'obtenir que des âges approximatifs pour ces « anciens » sédiments glaciaires et glaciomarins. Nous n'avons donc aucun moyen de mesurer la vitesse à laquelle la croûte réagit à l'accumulation d'une surcharge glaciaire. Par contre, les lithofaciès observés sur la côte externe de l'île de Baffin nous indiquent qu'une remontée du niveau marin a débuté peu après la fin d'un interglaciaire et que des niveaux marins de plus en plus élevés précédaient l'arrivée des glaciers en un site donné. De ces faits découlent plusieurs conséquences. D'abord, cela indique que la subsidence de la croûte terrestre s'étendait aux territoires situés au delà de la marge glaciaire et qu'une flexure glacio-isostatique précédait la marge glaciaire en progression, ce qui fournit des limites paramétriques à toute modélisation géophysique de la Terre (voir Brotchie et Sylvester, 1969; Walcott, 1970; Peltier, 1981, 1982, 1984; England, 1983). Ensuite, la similitude des rapports d'acides aminés entre les faciès transgressifs et régressifs (fig. 8-2) indique qu'un cycle glacio-isostatique (surcharge et décharge), de même que la remontée et la chute du niveau marin qui lui sont associées, étaient complétés en l'espace d'environ 10 ka. Cette durée correspond à celle du cycle de décharge glacio-isostatique observé dans l'ensemble du Canada (par ex. Walcott, 1972; Blake, 1975; England, 1983).

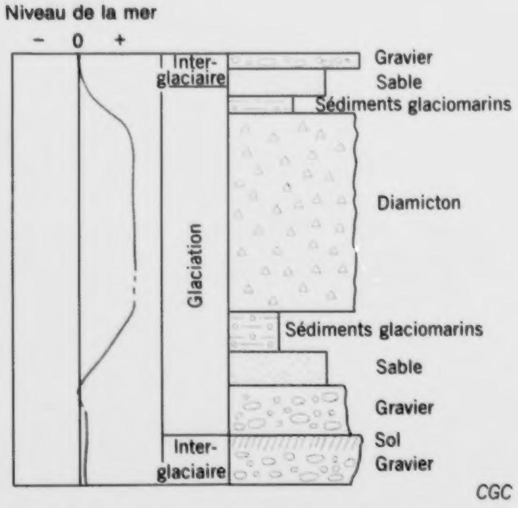


Figure 8-2. Succession sédimentaire (idéalisée) de la partie externe de la côte est de l'île de Baffin, associée à la surcharge et à la décharge glaciaires causées par l'avancée et le retrait de l'Inlandsis laurentidien (d'après de Mode et al., 1983).

Des incertitudes subsistent encore au sujet de l'extension et de la chronologie de l'englacement du Canada au cours du dernier cycle glaciaire/interglaciaire et elles sont discutées en détail dans les divers chapitres régionaux qui forment la première partie du présent volume. Ces problèmes sont de première importance en géodynamique du Quaternaire puisque, pour reconstituer ou interpréter les interactions entre les inlandsis, la rhéologie terrestre et le niveau marin relatif, il a fallu jusqu'à maintenant, faute de repères chronologiques fiables, postuler un équilibre isostatique à 18 ka (par ex. Peltier, 1974, 1976; Peltier et Andrews, 1976, 1983; Clark et al., 1978). Cela dit, il est clair que certaines parties du Canada -notamment la Cordillère méridionale et le sud des Plaines intérieures- étaient presque ou totalement déglacées durant le Wisconsinien moyen et que, par conséquent, le degré de compensation isostatique atteint durant l'englacement subséquent ne peut être qu'une inférence.

Dans le Secteur de Baffin de l'Inlandsis laurentidien, la dernière glaciation a probablement débuté vers 115 ka, à en juger par l'âge des dépôts transgressifs associés au début de la glaciation (étage 5 de la stratigraphie isotopique marine), alors qu'elle semble être survenue plus tardivement dans le sud du Canada (70 ka?). Par ailleurs, certaines données provenant de l'intérieur de la Colombie-Britannique (Fulton et Westgate, 1975) indiquent que l'avancée glaciaire ayant suivi le dernier interglaciaire a débuté avant 55 ka environ. À ce stade a succédé un long interstade, qui a duré de >55 ka à environ 25 ka, lui-même suivi d'une avancée glaciaire rapide lors de la Glaciation de Fraser. L'existence d'un interstade de plusieurs dizaines de milliers d'années au Wisconsinien moyen est mise en évidence en maints endroits dans l'aire envahie par l'Inlandsis laurentidien, en particulier dans les Prairies et la région des Grands Lacs, mais elle n'est attestée nulle part dans le sud du Québec, dans l'axe de la vallée du Saint-Laurent. Dans le Haut-Arctique, la situation est loin d'être claire. On y trouve des indices d'une glaciation précoce, suivie d'un interstade au Wisconsinien moyen (Blake, 1980), auquel a succédé une phase d'expansion durant le tardiglaciaire (Blake, 1970, 1975, 1976; England, 1976, 1983; England et al., 1981). Cependant, il n'y a pas d'entente quant à l'aire d'extension des glaciers depuis 100 ka (voir Hodgson, 1989).

La région avoisinant le centre géographique de l'Inlandsis laurentidien revêt une importance déterminante pour une meilleure compréhension du comportement géodynamique de la croûte terrestre au cours de la dernière glaciation. Une bonne connaissance de l'histoire glaciaire de cette région est essentielle à l'élaboration de modèles glacio-isostatiques réalistes. Les basses terres de la baie d'Hudson et de la baie James sont caractérisées par de puissantes accumulations de sédiments quaternaires (par ex. McDonald, 1969, 1971; Skinner, 1973; Shilts, 1982; Andrews et al., 1983). McDonald (1971) avait originalement mis en corrélation la Formation de Missinaibi avec les sédiments interstadiaires de Saint-Pierre (sud du Québec), avançant ainsi l'idée d'un épisode majeur de déglaciation dans la baie d'Hudson durant la glaciation wisconsinienne. Cependant, la plupart des chercheurs ont plutôt attribué cette formation au « dernier interglaciaire », et les sédiments de la Mer de Bell, au début du dernier interglaciaire (fig. 8-3). Les rapports d'acides aminés mesurés sur des coquillages marins provenant de tills et

de sédiments non glaciaires ont amené Andrews et al. (1983; voir aussi les observations et discussions de Dyke, 1984 et d'Andrews et al., 1984) à proposer que plusieurs populations de coquillages d'âges différents sont présentes dans les sédiments quaternaires des basses terres de la baie d'Hudson. Ces chercheurs ont calculé les âges des divers groupes de rapports d'acides aminés en partant du principe que les sédiments de la Mer de Bell témoignent d'un intervalle de déglaciation daté à 130 ka. Les âges estimés des divers groupes semblent indiquer que des épisodes de déglaciation ont eu lieu dans la baie d'Hudson aux environs de 118 ka, de 76 ka et de 35 ka (fig. 8-3). Près de l'entrée du détroit d'Hudson, l'existence d'un épisode de déglaciation au Wisconsinien moyen (Clark, 1982b, 1984; Miller, 1985) est attestée par des coquillages marins in situ dont les âges ^{14}C se situent entre 28 et 42 ka et dont les rapports d'acides aminés sont légèrement supérieurs à ceux des coquillages du début de l'Holocène.

Ces données impliquent que la périodicité des phases glaciaires dans la baie d'Hudson et les secteurs ouest et sud-ouest de l'Inlandsis laurentidien est d'environ 40 ka. Budd et Smith (1981) et Smith (1984) ont présenté des modèles temporels d'englacement du Canada qui sont fondés sur les cycles de radiation solaire de Milankovitch. S'il

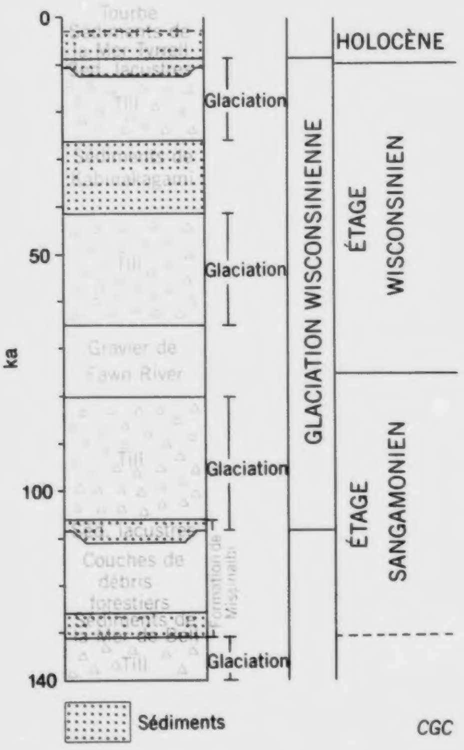


Figure 8-3. Coupe stratigraphique schématisée des basses terres de la baie d'Hudson et chronologie proposée des phases de croissance et de retrait de l'Inlandsis laurentidien depuis 125 ka (d'après Andrews et al., 1983).

est vrai que leurs données de base sont en grande partie le fruit d'un exercice théorique, il est tout de même étonnant qu'ils en soient arrivés à une périodicité de 40 ka pour les oscillations majeures des inlandsis nord-américains. La figure 8-3 propose donc un schéma chronologique possible des événements glaciaires survenus au Canada depuis 130 ka; toutefois, le contrôle chronologique de ce schéma est manifestement minimal.

Peltier (1982) a proposé d'utiliser la courbe du $\delta^{18}O$ océanique pour reconstituer l'histoire de la glaciation wisconsinienne sur le continent nord-américain. Quoique variables, ces courbes de la composition isotopique de l'oxygène mettent en évidence une série d'événements océaniques dominés par un cycle de 90 ka, mais incluant aussi des périodicités significatives de 20 et de 40 ka. Un autre indice pouvant servir à retracer l'évolution des calottes glaciaires nord-américaines est celui des fluctuations du niveau marin dans certaines régions très éloignées des inlandsis quaternaires, comme la Barbade et la Nouvelle-Guinée (Matthews, 1973; Bloom et al., 1974). Même si plusieurs chercheurs, estimant que les courbes de $\delta^{18}O$ et celles des fluctuations du niveau de la mer s'équivalaient, ont déduit directement celles-ci de celles-là (Shackleton et Opdyke, 1973), Andrews (1982) a signalé des différences notables entre les deux. Aharon (1983) a calculé pour sa part que les deux méthodes pouvaient même conduire à des écarts de 70 m entre les niveaux marins estimés. Le tableau 8-1 illustre, sous un aspect parmi d'autres, l'incertitude dont sont entachées les estimations à l'échelle mondiale du volume des inlandsis depuis 133 ka.

Il n'y a pas unanimité non plus quant à l'ampleur de l'abaissement du niveau des océans (ou, si l'on préfère, de l'accroissement du volume des inlandsis) lors du dernier maximum glaciaire (18 ka). Peltier et Andrews (1976), par exemple, ont calculé que le total de l'eau contenue dans les inlandsis de l'hémisphère Nord équivalait à une tranche océanique de l'ordre de 70 à 80 m, alors que Denton et Hughes (1981), dans leur reconstitution du maximum glaciaire, sont arrivés à une valeur presque deux fois plus élevée.

Tableau 8-1. Paléo-niveaux marins estimés d'après (1) l'altitude des crêtes récifales et le soulèvement calculé dans les régions non englacées et (2) la teneur en $\delta^{18}O$ de coraux provenant des crêtes récifales (tiré d'Aharon, 1983).

Âge ka	Niveau de la mer (1)	Niveau de la mer (2)
0	0	–
7	4	–65
28.5	–42	–108
40	–39	–84
45	–30	–87
60	–28	–97
85	–13	–32
107	–15	–22
120	+8	–62
133	+5	+4

Ainsi, il nous faut constater que les connaissances sur la dernière glaciation survenue au Canada sont encore bien insuffisantes. Une connaissance approfondie de la configuration et de la chronologie des inlandsis fournirait un des principaux éléments d'une modélisation glacio-isostatique. Or, c'est loin d'être le cas dans les travaux de modélisation effectués jusqu'à présent (par ex. Peltier, 1974, 1976, 1982; Farrell et Clark, 1976; Peltier et Andrews, 1976, 1983; Quinlan, 1981; Quinlan et Beaumont, 1982), ce qui limite la compréhension de la géophysique du relèvement glacio-isostatique. Il faudra donc en tenir compte dans la dernière partie de ce chapitre.

ÉMERSION ET SUBMERSION POSTGLACIAIRES

J.T. Andrews

Il y a déjà plus d'un siècle que les chercheurs observent l'altitude des dépôts et formes lacustres et marins soulevés afin de déterminer les limites marines (ou lacustres) et les niveaux des mers (ou des lacs) atteints à des époques données, et de délimiter des paléorivages synchrones. La plupart des données disponibles sur les paléorivages marins ont été réunies dans une série de bibliographies annotées (Richards et Fairbridge, 1965; Richards, 1970, 1974; Richards et Shapiro, 1979). Dans le volume de Richards et Shapiro, la bibliographie traitant des lignes de rivage du Canada fait 20 pages sur les 230 que comporte l'ouvrage. Il n'existe pas de compilations de ce genre dans le cas des paléorivages lacustres. Toutes les données sur les paléorivages ont évidemment leur importance dans l'étude de la géodynamique quaternaire du Canada, mais la limite marine demeure probablement l'élément d'information le plus utile, étant donné qu'elle constitue le plan de référence à partir duquel sont analysés le relèvement glacio-isostatique et l'histoire tardiglaciaire.

Avant la mise au point de la méthode de datation au ^{14}C, les données sur la chronologie et la vitesse du relèvement glacio-isostatique étaient à peu près inexistantes. Depuis, la datation au ^{14}C des séquences de plages soulevées partout au Canada est devenue l'un des principaux objectifs de la recherche. Dans les années 60 en particulier, mais encore aujourd'hui, les chercheurs se sont employés à établir des courbes du niveau marin pour les régions côtières du Canada (par ex. Andrews, 1970; Walcott, 1972; Clague, 1975, 1983; Blake, 1976; Dyke, 1979; Hillaire-Marcel et Vincent, 1980). Les géophysiciens se servent de ces courbes datées par ^{14}C dans le but d'élucider les processus de relaxation à long terme de la croûte et du manteau, sur des périodes allant de 1 à 10 ka (Walcott, 1970; Peltier, 1974, 1976, 1981, 1982, 1984; Clark, 1980).

Andrews, J.T.
1989: Émersion et submersion postglaciaires. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 8, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Données et erreurs

La méthode par laquelle on déduit des données isostatiques de l'observation des paléorivages fait intervenir un certain nombre d'opérations et d'interprétations au cours desquelles sont incorporées des erreurs et des incertitudes. La méthode consiste à localiser des paléorivages (correspondant aux niveaux d'anciens plans d'eau), à en mesurer l'altitude et à en déterminer l'âge. L'exposé qui suit concerne spécifiquement les paléorivages marins, mais plusieurs remarques s'appliquent également aux paléorivages lacustres.

Plusieurs auteurs ont abordé la question de la précision des altitudes mesurées (Bird, 1954; Sim, 1960; Løken, 1962; Andrews, 1970; Blake, 1975; Hillaire-Marcel, 1979; Andrews, 1986). Dans les régions éloignées se pose le problème de la détermination du niveau marin actuel de référence. Il faut également se demander à quel niveau de la marée correspond une forme ou un dépôt littoral donné: marée basse, marée haute, pleine mer supérieure ou marée moyenne. En outre, il convient de déterminer si la forme ou le dépôt littoral associé à une altitude donnée s'est édifié au cours d'une tempête (comme les crêtes de galets) ou correspond à quelque autre niveau de marée (comme la bordure externe d'un delta). Le paléo-environnement est d'autant plus difficile à déterminer que l'amplitude de la marée a pu varier dans le temps, les oscillations du niveau de la mer ayant progressivement modifié la configuration géométrique d'un bassin marin (Grant, 1970; Jardine, 1975; Scott et Greenberg, 1983). Ce facteur peut être déterminant là où l'amplitude de la marée est extrêmement forte, comme dans les baies de Fundy et d'Ungava.

L'altitude des paléorivages (par rapport au niveau actuel de la mer) est déterminée de préférence à l'aide d'un niveau et d'une mire (voir Blake, 1975). Quelle que soit la précision de la détermination altimétrique d'un paléorivage, encore faut-il déterminer jusqu'à quel point des matières organiques datables sont associées à un paléoniveau donné. Les coquillages trouvés dans des graviers de plage pourraient très bien provenir du remaniement de dépôts sous-marins plus anciens, ou encore de l'érosion de sédiments fossilifères antérieurs. Les graviers de plage peuvent également contenir du bois hérité d'unités stratigraphiques plus anciennes. Même si des bivalves marins articulés constituent un horizon non remanié à l'intérieur du sédiment, peuvent-ils être associés sans ambiguïté à un paléo-niveau marin spécifique? Si ces coquillages sont trouvés dans les lits frontaux de sédiments manifestement deltaïques, ils peuvent l'être; si, en revanche, ils se trouvent à la base d'une coupe dans des boues marines non différenciées, il devient beaucoup plus difficile de les associer à un paléorivage. Donc, dans le cas des mesures altimétriques, l'erreur inhérente à la technique de levé se double d'une incertitude, plus difficile à quantifier, au sujet de la clarté de l'association entre les sédiments datés et le paléoniveau marin.

Jusqu'à maintenant, nous nous sommes surtout intéressés aux formes et dépôts marins soulevés. Or, dans certaines parties du Canada, les variations du niveau marin relatif ont aussi comporté des épisodes de transgression de sorte que des paléorivages sont désormais submergés. De nombreuses preuves de niveaux marins transgressifs ont été trouvées dans une bonne partie des Maritimes et de la région côtière de la Colombie-Britannique, ainsi que le long de marges externes de l'Inlandsis laurentidien dans

l'Arctique canadien, notamment la côte de la mer de Beaufort et la partie extérieure de la côte est de l'île de Baffin. Les preuves d'une transgression marine durant l'Holocène se présentent sous forme de forêts submergées, de marais salants, de tourbes terrestres enfouies sous des boues marines, ainsi que d'entités ou dépôts littoraux submergés (par ex. Grant, 1970; Clague, 1983; Hill et al., 1985). L'étude de ces dépôts et la datation de leur association avec d'anciens niveaux marins représentent une tâche difficile parce que, très souvent, l'information nécessaire ne peut être obtenue qu'au prix d'un programme complexe de levés géophysiques et de carottage en mer.

Une fois que l'on a prélevé un échantillon de matière organique ou de coquillages, et que l'on en a déterminé l'altitude et le contexte stratigraphique, se pose le problème de la datation. Comme les fluctuations du niveau marin considérées ici concernent principalement la dernière glaciation, la datation au ^{14}C demeure le principal outil. La plupart des datations relatives aux paléo-niveaux marins ont jusqu'ici été effectuées au laboratoire de datation au radiocarbone de la Commission géologique du Canada (GSC) (Lowdon, 1985). La datation au ^{14}C pose plusieurs problèmes qu'il convient de signaler: (1) Il peut y avoir des différences systématiques dans les procédures et les calculs d'un laboratoire à l'autre. (2) L'erreur-type associée à l'âge moyen n'est pas toujours calculée ni diffusée de la même façon (son calcul peut tenir compte d' un ou deux écarts-types). (3) Il y a des différences spécifiques dans la façon dont les laboratoires calculent l'âge des coquillages marins; par exemple, pour une même suite de

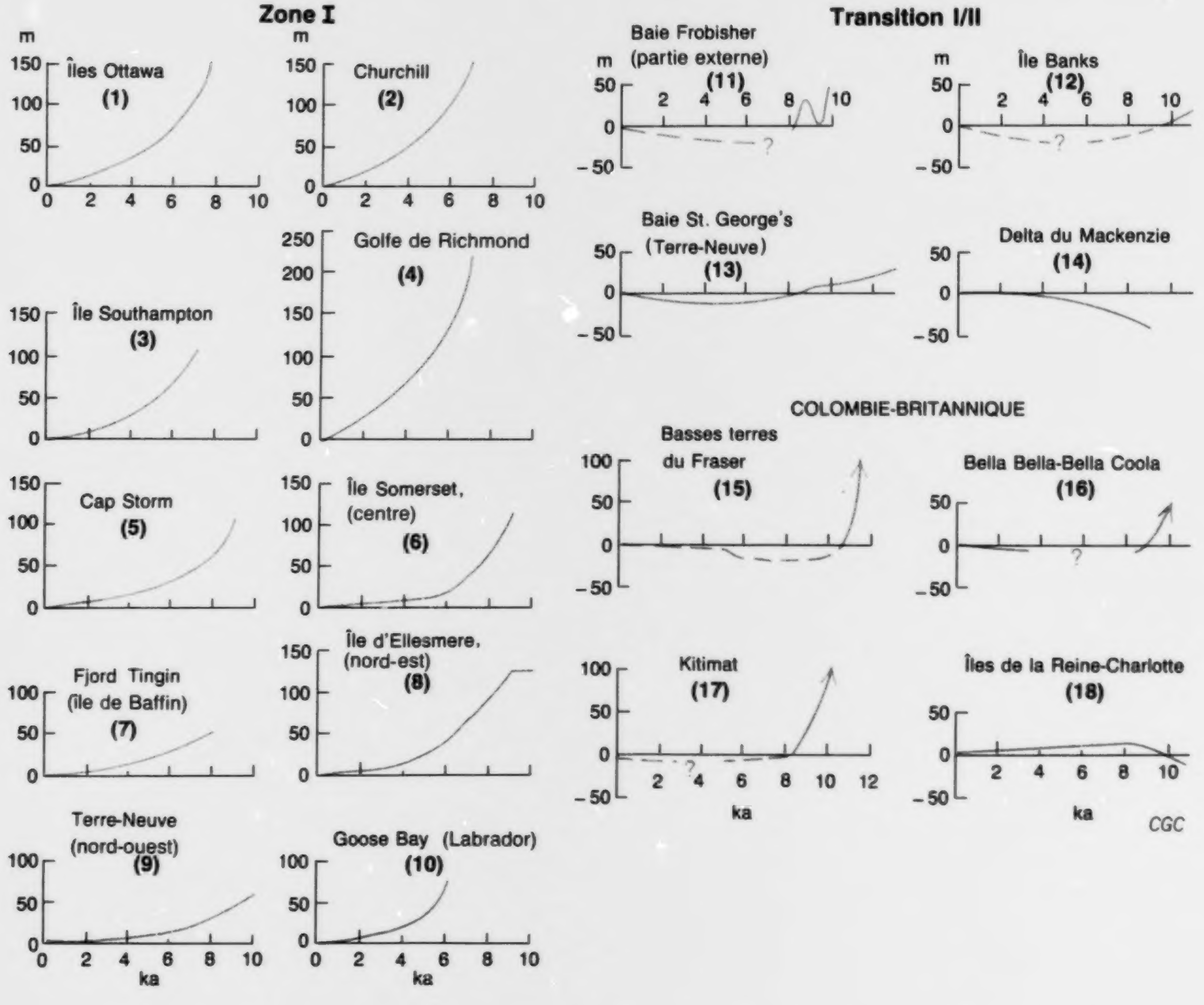


Figure 8-4. Courbes du niveau marin relatif en divers endroits au Canada. Les numéros entre parenthèses renvoient à la carte de la figure 8-5.

coquillages, les âges GSC sont systématiquement inférieurs de 410 ans à ceux du laboratoire Geochron (voir la discussion de Washburn et Stuiver, 1985; Andrews et Miller, 1985). (4) Les années ^{14}C et les années solaires ne coïncident pas, car le taux de production du ^{14}C atmosphérique est sujet à des fluctuations temporelles. Sur les 8 000 dernières années, l'écart peut être voisin du millier d'années (Klein et al., 1982). Or, si l'âge ^{14}C peut être « corrigé » dans le cas de matériaux terrestres, on ne sait pas comment appliquer cette correction dans le cas d'organismes marins. Lorsque des séries de datations sont comparables (par ex., Blake, 1975, datations exécutées sur des os de baleine, des coquillages et du bois flotté provenant du cap Storm, île d'Ellesmere), les différences ne se sont pas avérées systématiques. Par contre, les âges ^{14}C mesurés sur des coquillages marins et sur la fraction organique insoluble de boues marines (Fillon et al., 1981; Andrews et al., 1985) présentent des écarts considérables, parfois de l'ordre de plusieurs milliers d'années, que l'on attribue à l'incorporation de carbone « mort » (Mudie et Guilbault, 1982).

Ainsi, la détermination et la diffusion des âges ^{14}C d'échantillons associés à des unités marines et littorales, soulevées ou submergées, posent des problèmes qui ne sont pas évidents à première vue. D'autant plus que l'erreur rattachée à une datation au ^{14}C ne tient pas compte des incertitudes géologiques. Malgré tout, on parvient généralement à tracer des courbes de variations temporelles du niveau marin qui sont relativement cohérentes et lisses (fig. 8-4).

L'emploi des accélérateurs de masse dans les travaux de datation au ^{14}C pourrait bien révolutionner l'étude des paléorivages marins. En effet, comme ces appareils rendent possibles la datation d'échantillons d'à peine 20 à 50 mg (Litherland, 1980; Andrews et al., 1985; Blake, 1985), il est probable que le faible poids de certains échantillons ne constituera plus un facteur limitatif dans la datation de dépôts soulevés ou submergés.

Rivages des lacs glaciaires

Au cours de la dernière déglaciation, de grandes régions du continent nord-américain étaient occupées par d'immenses lacs glaciaires (voir Prest et al., 1968; Andrews, 1973a; Teller et Clayton, 1983; Karrow et Calkin, 1985), qui s'étaient formés, soit au front de glaciers en retrait vers la partie basse des bassins de drainage, soit là où la marge glaciaire bloquait les voies de drainage (Fulton et Walcott, 1975). Le niveau des paléorivages de lacs glaciaires ne peut être rattaché à un niveau de référence mondial, comme dans le cas des paléo-niveaux marins. Les données disponibles sur les paléorivages glaciolacustres n'ont donc pas la même utilité que celles sur les paléorivages marins, mais elles donnent tout de même accès à des paramètres significatifs de la déformation glacio-isostatique dans des régions très éloignées de la mer.

La direction d'un plan d'eau déformé est, par définition, parallèle aux isobases régionales. Les déterminations altimétriques faites le long d'un rivage cartographiable, constituant une surface isochrone, renseignent sur le pendage du rivage déformé et sur les variations de la pente de la surface déformée. Si, de surcroît, ces paléorivages s'inscrivent dans une séquence chronologique, les variations temporelles de ces paramètres peuvent être mises en évidence. Les mesures de ce genre ont surtout été utilisées dans le cas de paléorivages glaciolacustres (voir Andrews et Barnett, 1972, pour références), mais des méthodes similaires ont aussi été appliquées à des paléorivages marins soulevés et synchrones (Løken, 1962; Andrews, 1970; Dyke, 1983, 1984).

L'âge des rivages glaciolacustres peut être déterminé par datation au ^{14}C du bois, de la tourbe ou des coquillages qui leur sont associés. Une autre possibilité est de dater au ^{14}C les sédiments à proximité de la zone de transition entre sédimentation glaciaire et lacustre, dans de petits bassins lacustres situés au-dessus ou au-dessous d'une ligne de rivage; toutefois, cette méthode peut conduire à des résultats erronés (par ex. Short, 1981) à cause de l'introduction de carbone « mort » dans les bassins sédimentaires au cours de la déglaciation.

Dans les régions où les lacs glaciaires ont subsisté pendant plusieurs millénaires (Prest, 1970; Vincent et Hardy, 1979; Teller et Clayton, 1983; Karrow et Calkin, 1985), les données sur la déformation des paléorivages peuvent mettre en évidence d'éventuels changements d'orientation du relèvement glacio-isostatique au cours de la déglaciation. Voilà une question pertinente tant pour le quaternariste, qui s'interroge sur la migration possible des lignes de partage glaciaire, que pour le géophysicien, qui lui s'intéresse au processus de compensation isostatique. Pour l'instant, toutefois, les preuves allant dans le sens d'un changement progressif de l'orientation des isobases depuis 12 ka au Canada sont plutôt minces.

La figure 8-5 illustre la direction du pendage de paléorivages glaciolacustres et glaciomarins, et le tableau 8-2 ajoute d'autres données pertinentes. Si les secteurs sud-est, sud et est de l'Inlandsis laurentidien sont assez bien documentés, les données sur les régions à l'ouest de la baie d'Hudson sont encore très incomplètes, et d'autres mesures seraient utiles dans les secteurs sud-ouest et nord-ouest de l'Inlandsis laurentidien. La convergence de plusieurs directions de pendage devrait marquer la présence d'une zone de soulèvement ou, tout au moins, la localisation d'un ancien dôme ou crête de l'inlandsis (Andrews et Barnett, 1972). Les données provenant des Grands Lacs et du Lac glaciaire Barlow-Ojibway (sites 18, 20 et 39, fig. 8-5), par exemple, révèlent que la compensation isostatique de la région située au sud et au sud-ouest de la baie d'Hudson a été dominée par un relèvement vers le nord-est, donc vers les plateaux du centre du Labrador. D'après les travaux de Lauriol et Gray (1983) sur les lacs glaciaires situés entre les baies d'Hudson et d'Ungava (site 40, fig. 8-5), l'ancienne surface lacustre serait inclinée vers l'ouest, alors que le site 14 indique le sens opposé. Il faut préciser cependant qu'à ce dernier site, les résultats sont dérivés de l'altitude de la limite marine et ne rendent peut-être pas compte de la déformation de rivages synchrones. Dans la partie orientale du Labrador et de l'Ungava (sites 11 et 12), les rivages semblent indiquer l'existence d'un centre de relèvement isostatique vers le centre de la péninsule. En définitive, l'hypothèse d'un centre principal de relèvement localisé sur la baie d'Hudson est mal étayée, et semble même infirmée par les données provenant du Lac glaciaire Barlow-Ojibway (site 39). Toutefois, un dôme glaciaire a pu exister sur la baie d'Hudson pendant un certain temps, avant que l'évacuation de la glace par le détroit d'Hudson ne provoque sa destruction et ne laisse subsister que des centres

d'écoulement localisés sur les lignes de partage glaciaire du Labrador et du Keewatin. Selon Hillaire-Marcel (1980), les données sur le relèvement postglaciaire indiqueraient l'existence d'un premier intervalle de décharge glacio-isostatique centré sur la baie d'Hudson, qui aurait été suivi d'un déplacement du centre de soulèvement vers les plateaux du Labrador. À notre avis, les directions d'inclinaison actuellement disponibles des paléorivages lacustres tendent à réfuter la thèse de la migration d'une zone de relèvement postglaciaire.

Limite marine

Des cartes du niveau maximal atteint par les mers du Pléistocène supérieur et de l'Holocène inférieur ont été publiées depuis déjà plusieurs décennies. La limite supérieure de l'invasion marine sert de repère stratigraphique fondamental dans les études sur la déglaciation. À l'intérieur de la zone d'extension maximale des anciens inlandsis, la limite marine s'est formée au fur et à mesure du retrait glaciaire; elle n'est donc pas synchrone, et les isoli-

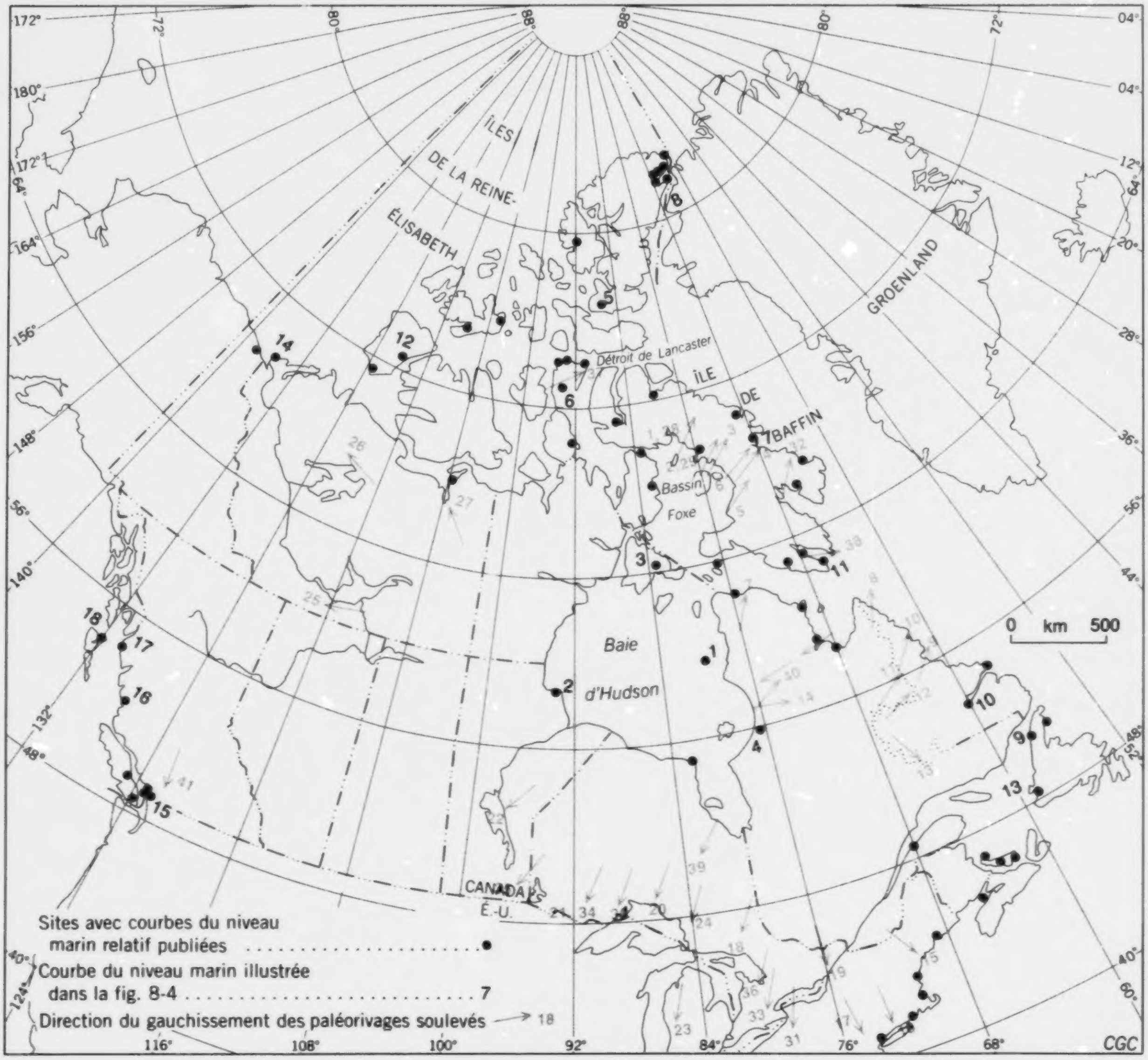


Figure 8-5. Carte de localisation des courbes du niveau marin relatif. Les numéros en noir renvoient aux courbes de la figure 8-4. Les flèches indiquent la direction du gauchissement des paléorivages glacio-lacustres et marins soulevés. Une description des sites est donnée au tableau 8-2.

gnes de son altitude ne sont pas représentatives de la configuration du relèvement isostatique postglaciaire, celui-ci étant diachrone. Au Canada, par exemple, l'âge de la limite marine associée à la dernière déglaciation varie d'environ 14 à 5 ka, et l'âge des plus hauts dépôts marins soulevés, qu'ils soient ou non rattachés à la dernière déglaciation, s'échelonne entre >70 ka et le présent (celui-ci n'étant ici équivalent à aucune limite marine observable). L'altitude de la limite marine n'en constitue pas moins une surface de référence importante pour l'étude du relèvement glacio-isostatique et elle témoigne de plusieurs des problèmes que soulève la dernière glaciation au Canada. La figure 8-6 illustre un certain nombre d'altitudes choisies de la limite marine et peut être comparée à la série chronologique de cartes d'isolignes de la limite marine qui composent la figure 8-7. Elle montre aussi les zones de variation du niveau marin relatif proposées par Clark et al. (1978); ces zones reflètent les différences régionales fondamentales de la décharge glacio-isostatique ainsi que les apports d'eau de fonte au bilan océanique mondial.

Tableau 8-2. Information sur les sites où la direction du gauchissement des paléo-rivages a été déterminée. La numérotation des sites renvoie à la figure 8-5; elle débute au nord-est et continue en sens horaire (tiré d'Andrews et Barnett, 1972).

Site (voir fig. 8-5)	Direction du gauchissement (degrés ±)	Gradient m/km	Âge approximatif (ka)	Type de rivage (marin ou glacio-lacustre)
1	215	1,0	7	M
2	229	0,6	7	M
3	230	0,6	7	M
4	230	1,0	8	M
5	225	0,14	7	M
6	232	0,54	8	M
7	205	1,06	7,8	M
8	205	1,0	10 (?)	M
9	235	1,2	10 (?)	M
10	215	0,73	10 (?)	M
11	225	0,44	8,8	GL Naskaupi
12	238	0,44	8,8	GL Naskaupi
13	330	0,35	7,5	GL Wapussakatoo
14	230	0,8	7,7	M
15	315	0,72	12,6	GL Memphremagog
16	350	~1,0	13–12 (?)	GL Sudbury-Concord
17	340	~1,0	13,6 (?)	GL Vermont
18	020	~1,0	9 (?)	GL Barlow-Ojibway
19	345	0,57	11,7	M Champlain
20	045			GL
21	030	0,58	~9,5	GL Agassiz
22	045	0,57	12	GL Agassiz
23	015	~0,76	10,5	GL Algonquin
24	025	~0,08	5	GL Nipissing
25	090		9 (?)	GL McConnell
26	135	0,8	9,5 (?)	GL Grand lac de l'Ours
27	155	<0,3	8,5	M
28	Nul	Pas de gauchissement	9,5	GL
29	Nul	Pas de gauchissement	3	GL Generator
30	030	0,19	~5	GL Nipissing
31	024	0,93	12,7	GL Whittlesey
32	230	0,50	5	M
33	029			GL Warren
34	027	0,28	12,5	GL Agassiz
35	036	0,25	12,5	GL Agassiz
36	023	0,33	10,5	GL Algonquin
37	060	1,4-,35	9,3	M
38	010	-	10–7	M
39	030	-	10–9	GL
40	270	-	8–7	M
41	340-350	2,5-1,8	10,5–9	GL Colombie-Britannique

Il fut un temps où les limites marines du Canada étaient attribuées exclusivement à la déglaciation du Wisconsinien supérieur. Or, dans plusieurs secteurs de l'est et du nord du Canada, les plus hautes plages et dépôts marins sont antérieurs à la déglaciation du Pléistocène supérieur (par ex. Løken, 1966; Miller et Dyke, 1974; Dyke, 1977; England et al., 1978; Andrews, 1980; Vincent, 1982); la dernière phase de déglaciation étant plutôt marquée par un paléorivage bien marqué, de basse altitude, et entaillant les sédiments marins plus anciens (Andrews, 1989).

L'information présentée à la figure 8-6 ne constitue pas un changement majeur par rapport aux cartes antérieures de la limite marine (voir la fig. 8-7). C'est encore dans l'est de la baie d'Hudson, où la limite marine atteint une altitude voisine de 300 m, qu'a été observé le plus fort relèvement de l'Holocène. Plus au sud, on trouve une autre zone de limite marine élevée dans la partie centrale de la vallée du Saint-Laurent. Une des grandes différences entre les données actuelles et la carte de Farrand et Gajda (1962), c'est que la limite marine sur la côte est de l'île de Baffin

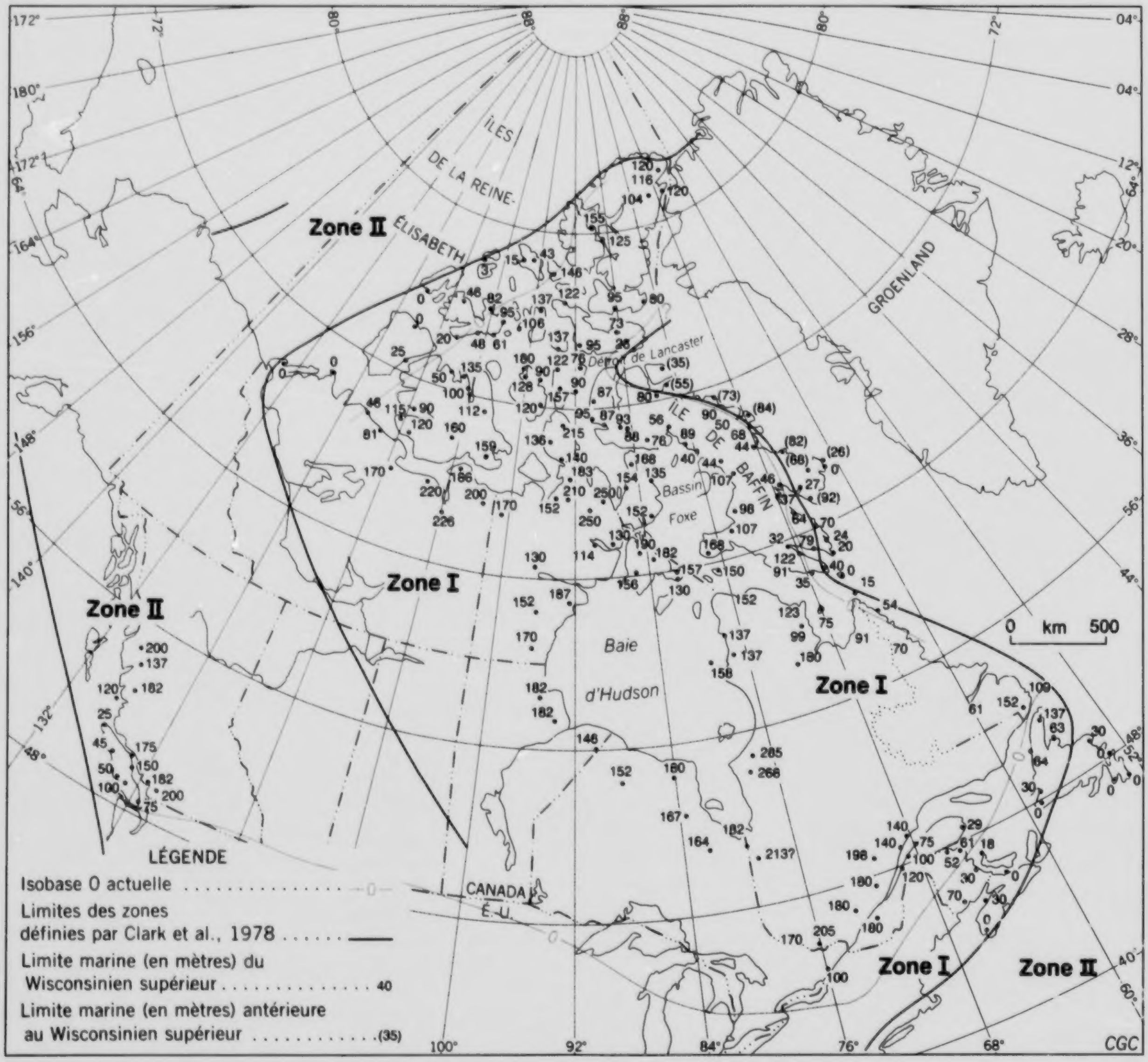
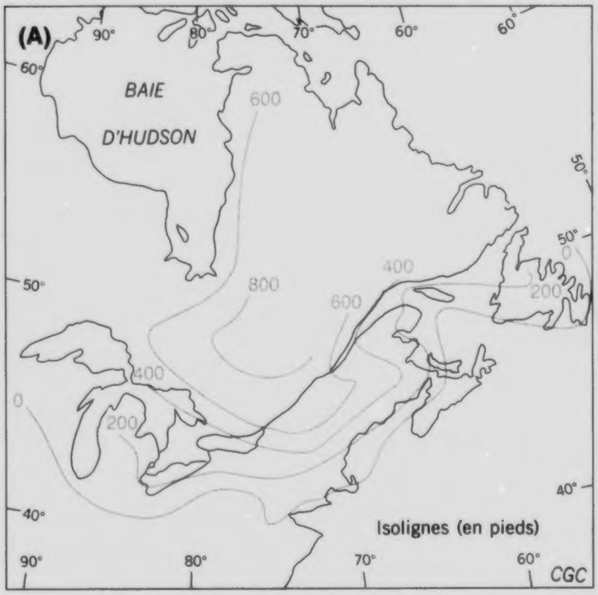
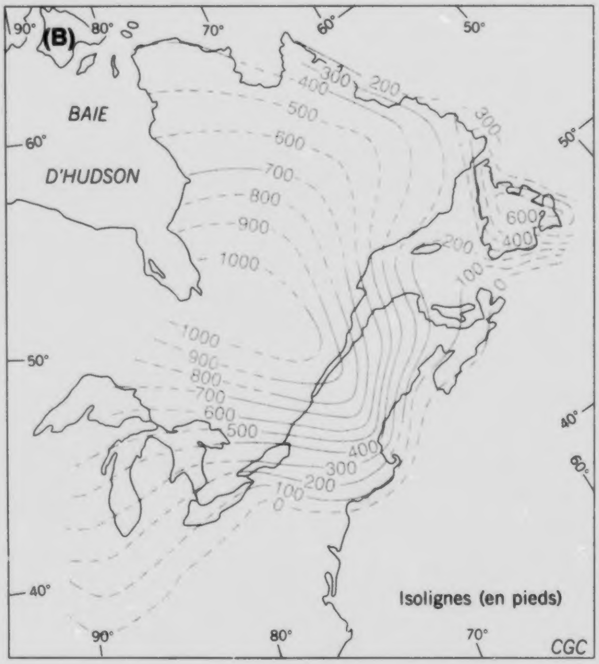


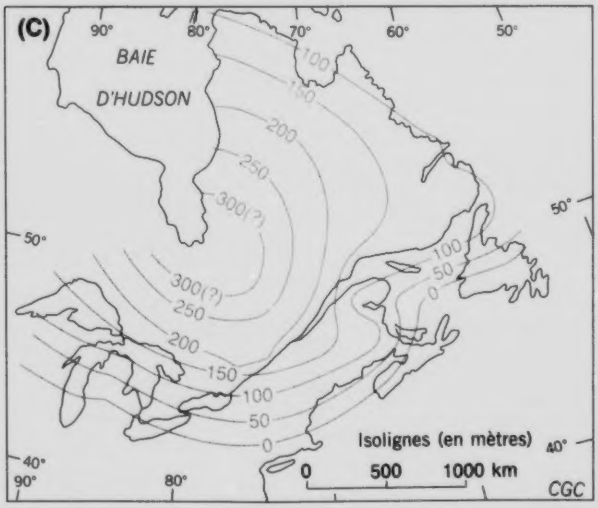
Figure 8-6. Altitude (en mètres) des limites marines observées à divers endroits au Canada. La carte indique en outre les limites des zones de changements du niveau marin relatif distinguées par Clark et al., 1978 (voir la fig. 8-8), de même que la position actuelle de l'isobase zéro (0 m). Altitudes de la limite marine tirées de Prest et al. (1968), Andrews (1970, 1980), Clague (1981), Dyke (1984), Dredge et Cowan (l989), et Dyke et Dredge (1989).

et dans le nord de l'île d'Ellesmere est maintenant représentée par des niveaux plus bas d'âge holocène. Mentionnons aussi la zone de limite marine élévée le long de la côte arctique entre Bathurst Inlet et le nord-est du Keewatin, qui se prolonge en crête vers le nord, puis une autre zone de la limite marine élevée (>100 m) qui va de l'île Cornwallis à l'île d'Ellesmere, en direction nord-est (England, 1976, 1983; Washburn et Stuiver, 1985).

L'un des problèmes géodynamiques importants est de savoir dans quelle mesure les variations d'altitude de la







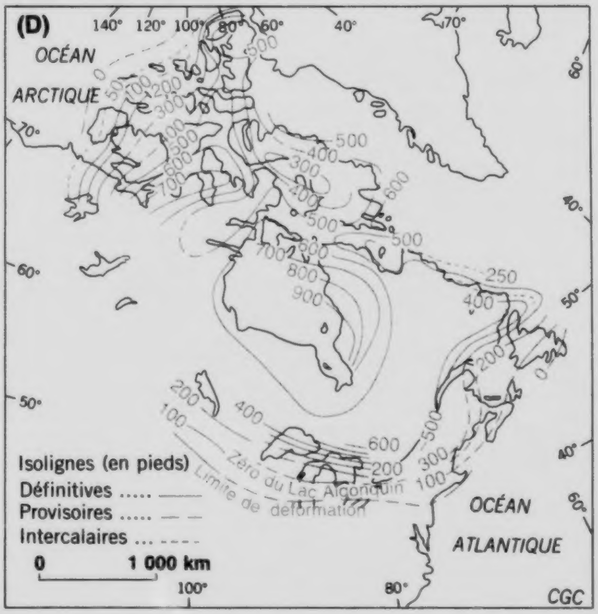


Figure 8-7. Évolution historique des cartes dressant les isolignes de la limite marine au Canada et dans les régions adjacentes des États-Unis (Andrews, 1973b), modifiées d'après a) De Geer, 1892; b) Fairchild, 1918; c) Daly, 1934 et d) Farrand et Gajda, 1962.

limite marine reflètent les différences d'épaisseur des glaces et dans quelle mesure elles correspondent à des effets locaux de la déglaciation. La simple association de la limite marine avec la déglaciation du Wisconsinien supérieur ne vaut que pour la Zone I et peut-être pour certaines parties de la Zone transitionnelle I/II (fig. 8-6). Dans la Zone II et les autres secteurs de la Zone transitionnelle I/II (pour une discussion de ces zones, voir la prochaine section), la « limite marine » représente une transgression holocène associée à la remontée générale du niveau marin. En font partie, par exemple, l'extrémité de la côte externe de la péninsule Cumberland, sur l'île de Baffin (Dyke, 1977; Andrews, 1980; Quinlan, 1985) de même que les îles de la Reine-Charlotte (Clague et al., 1982).

L'isobase zéro de la figure 8-6 marque la limite entre les côtes qui continuent à subir un relèvement isostatique et celles qui, au contraire, sont en subsidence (essentiellement la Zone transitionnelle I/II). En maints endroits, cette limite ne peut être tracée avec exactitude, faute de données.

On sait par ailleurs qu'une bonne partie de la côte orientale du Canada est actuellement en phase de submersion. Sur la côte du Labrador, l'ampleur de la submersion est encore mal connue, mais il semble que la côte externe et les îles pourraient bien être affectées par la remontée générale du niveau des mers (Gornitz et al., 1982; Barnett, 1983). Une bonne partie de la zone externe de la côte est de l'île de Baffin est également en submersion, l'isobase zéro recoupant le centre des fjords. Une submersion des côtes a également été constatée autour de la mer de Beaufort, mais la position de la limite du côté externe des îles de la Reine-Elisabeth est plus incertaine.

Courbes du niveau marin relatif

Les courbes du niveau relatif de la mer revêtent une importance fondamentale autant pour les études quaternaires que géophysiques. Elles rendent compte de la relaxation liée à la décharge glacio-isostatique que provoque la déglaciation (par ex. Walcott, 1972; Peltier et Andrews, 1976; Clark, 1980) et elles peuvent servir à construire les isobases du relèvement postglaciaire. Environ 80 courbes ont été utilisées pour décrire le Canada et les régions adjacentes des États-Unis (par ex. Thorson, 1981; Bloom, 1977). La figure 8-4 en montre quelques-unes, et la figure 8-5 indique leur provenance. Elles ont été tracées par interpolation entre des points séparés de 1 000 ans. D'autres courbes seront intégrées à une carte des paléo-niveaux marins du Quaternaire à laquelle travaille actuellement B.R. Pelletier de la Commission géologique du Canada.

Les courbes du niveau marin relatif traduisent l'interaction du relèvement glacio-isostatique et de la remontée générale du niveau marin accompagnant la fonte des inlandsis et calottes glaciaires. Initialement, on avait postulé l'existence d'une courbe générale des variations eustatiques dont l'application pourrait servir à convertir les courbes du niveau marin relatif (fig. 8-4) en courbes de relèvement isostatique (par ex. Andrews, 1970). Or, les travaux de Walcott, Peltier et Clark ont démontré que chaque point de la surface terrestre réagit de façon unique à l'action combinée de la décharge glacio-isostatique et de la remontée glacio-eustatique. Aussi, limiterons-nous notre exposé aux oscillations du niveau relatif de la mer.

La figure 8-8 montre trois courbes simplifiées du niveau marin relatif, soit une courbe typique pour chacune des zones définies par Clark et al. (1978). Elles illustrent les mouvements généraux du niveau marin et leur chronologie depuis 10 ka. Près du centre géographique de l'Inlandsis laurentidien (Zone I), une émersion d'environ 220 m s'est accomplie en l'espace d'environ 8 ka (4, fig. 8-4). Dans les îles Ottawa, un peu plus au nord (1, fig. 8-4), l'émersion fut de presque 150 m en 7,5 ka. Encore plus au nord, dans l'île Southampton (3, fig. 8-4), l'émersion aurait atteint 110 m en 7 ka selon Bird (1970), ce qui est aussi rapide qu'au site 1, mais davantage que dans le secteur ouest de l'île de Baffin, où une émersion de 105 m a eu lieu en l'espace de 6,7 ka (Andrews, 1966). Dans une zone intermédiaire autour du centre géographique de l'Inlandsis laurentidien, la déglaciation a eu lieu entre 12 et 8 ka. Dans la vallée du Saint-Laurent, entre Ottawa et Montréal, le niveau marin relatif s'est abaissé d'environ 200 m depuis 12 ka, alors qu'au voisinage de l'inlet Bathurst, sur la côte arctique, une émersion de 210 m s'est produite pendant 8,5 à 9 ka.

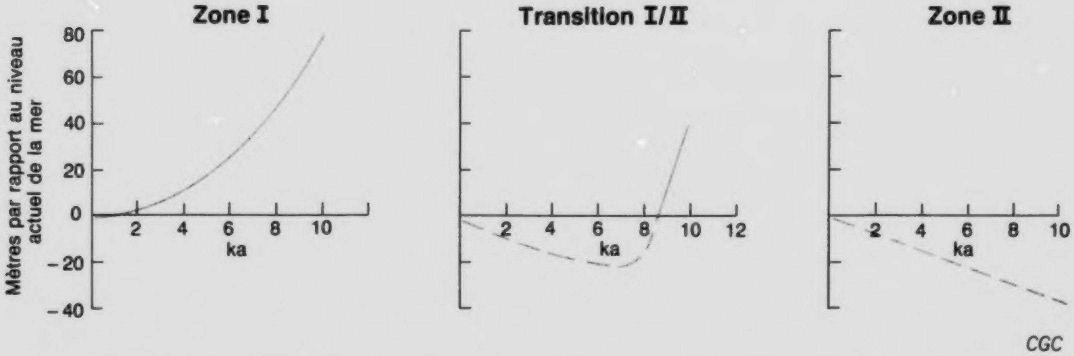


Figure 8-8. Courbes simplifiées du niveau marin relatif pour les diverses zones décrites par Clark et al., 1978 (voir la fig. 8-5.).

Dans la zone marginale de l'inlandsis (c.-à-d. la Zone transitionnelle I/II, Clark et al., 1978), les changements du niveau marin relatif varient selon l'endroit considéré (11-13, fig. 8-4). Ainsi, dans l'extrême nord-ouest, les variations du niveau marin relatif sur la côte de la mer de Beaufort (site 12) sont dominées par un mouvement de submersion (Forbes, 1980; Vincent, 1982; Hill et al., 1985), qui rappelle celui observé dans une partie des Maritimes (Grant, 1970). Sur la partie externe de la côte est de l'île de Baffin, la limite de la transgression holocène varie de 0 à 30 m et son âge ^{14}C s'échelonne de 9,5 à 10,5 ka (Andrews, 1980; Andrews et Miller, 1984). Les derniers millénaires ont cependant été dominés par un mouvement de submersion (site 11, partie externe de la baie Frobisher). Dans certains secteurs de Terre-Neuve, l'émersion a commencé entre 13 et 12 ka (Grant, 1972, 1975, 1980; Brookes, 1969), sur une hauteur variant entre 30 et 100 m. En maints endroits, l'Holocène a été marqué par une submersion ininterrompue (site 13).

Pour la côte de la Colombie-Britannique, les courbes du niveau marin relatif (Mathews et al., 1970; Fladmark, 1974; Clague, 1975; Andrews et Retherford, 1978) mettent en évidence une période d'émersion initiale, suivie de phases de submersion et d'émersion. Le niveau marin actuel fut atteint vers 9 ka, mais il y a eu submersion de quelques mètres depuis. Même à la tête des fjords, l'émersion initiale a fait place à une submersion des côtes depuis 5 ka. En Colombie-Britannique, les limites marines relativement élevées, de l'ordre de 200 m, sont beaucoup plus proches de la côte externe que ce n'est le cas sur les côtes est et nord-est du Canada (fig. 8-6); selon Fulton et Walcott (1975), ce pourrait être dû à la faible épaisseur de la lithosphère dans cette partie de l'Ouest canadien.

La courbe de variation du niveau marin relatif établie pour le cap Storm, dans l'île d'Ellesmere, dans le Haut-Arctique, est probablement la plus rigoureusement datée au monde (Blake, 1975). Elle met en évidence la décroissance exponentielle « normale » du niveau de la mer en fonction du temps (5, fig. 8-4). Rien dans cette courbe n'indique une inversion de la tendance à l'émersion; Blake (1975) soutient même que les données du cap Storm excluent toute oscillation eustatique de plus de 2 m depuis environ 8 ka. Les données indiquent que le relèvement glacio-isostatique se poursuit encore aujourd'hui au cap Storm.

Au Canada, presque toutes les courbes montrent que les mouvements relatifs du niveau marin ont obéi à des schémas relativement simples, où prédomine soit l'émersion (Zone I), soit l'émersion suivie d'une submersion (Zone transitionnelle I/II), soit encore la submersion (Zone II), ce que l'on peut constater sur les courbes 4, 13 et 14 de la figure 8-4. Depuis quelques années, toutefois, s'accumulent des indices qui semblent indiquer que les variations du niveau de la mer ont été plus complexes à certains endroits. Par exemple, Andrews (1980), England (1983, 1985) et Clague (1985) ont mis en évidence une relative stabilité du niveau marin vers le début de la déglaciation (8, fig. 8-4). Dans la partie nord-est de l'île d'Ellesmere, distante d'à peine 40 à 100 km de la côte nord-ouest du Groenland, England (1983) a pu démontrer un niveau marin relatif presque stable au début de la déglaciation, entre 11 et 8 ka (fig. 8-4); afin d'expliquer cette courbe, il préconise une masse glaciaire stable entre 11 et 8 ka, suivie d'une phase de déglaciation et de décharge glacio-isostatique. D'après England (1976, 1983), l'émersion d'environ 120 m survenue au cours de l'Holocène est attribuable au relèvement isostatique de la dépression périphérique formée par la flexure de la lithosphère à quelque distance de la marge glaciaire. Clague (1985), pour sa part, appuie l'hypothèse d'une stabilisation du niveau marin relatif pendant au moins plusieurs centaines d'années vers 10 ka, près de Kitimat, en Colombie-Britannique.

Il y a d'autres régions où les courbes du niveau marin ne suivent pas le modèle commun: le sud de la Colombie-Britannique, l'est de l'île de Baffin et l'île Prince of Wales. Pour le sud-ouest de la Colombie-Britannique, Mathews et al. (1970) ont proposé une séquence émersion rapide-submersion-émersion, dont l'explication reste toutefois sujette à caution. Dans l'est de l'île de Baffin, les déplacements du niveau marin à proximité de la tête des fjords (par ex. 7 de la fig. 8-4, 8-5) sont dominés par l'émersion (Løken, 1966; Andrews et al., 1970; Dyke, 1979); sur la partie externe de la côte est, cependant, l'histoire du niveau marin semble plus complexe (par ex. 11 de la fig. 8-4, 8-5). Selon Andrews (1980), le diagramme des paléorivages dans la région du fjord Clyde, sur la côte est de l'île de Baffin, laisse supposer que les oscillations du niveau marin se sont multipliées entre 10 et 8 ka. Durant cet intervalle, des régressions et transgressions rapides de l'ordre de 10 à 15 m se seraient produites sur la partie externe de la côte est de l'île de Baffin et à l'extrémité nord du Labrador (Løken, 1962; Nelson, 1978; Andrews et Miller, 1985). Ces déplacements soudains, d'envergure significative, du niveau marin demeurent mal expliqués. Ils pourraient être dûs à des rajustements glacio-isostatiques liés à des réavancées glaciaires du Wisconsinien supérieur, ou encore à des causes tectoniques. Dyke et Dredge (1989) ont observé, sur la côte nord de l'île Prince of Wales, un ressaut abrupt et imprévu de la limite marine qu'ils attribuent à des failles. En Fennoscandie, des chercheurs s'intéressant aux niveaux marins de la fin du Quaternaire ont invoqué à la fois l'isostasie glaciaire (Anundsen et Fjeldskaar, 1983) et la tectonique (Mörner, 1980) pour expliquer de brusques variations du niveau marin. Ces anomalies apparentes pourraient aussi provenir de reconstitutions erronnées de l'histoire de la déglaciation. Dans le cas des travaux sur la Fennoscandie, toutefois, ces déplacements relativement importants semblent étroitement rattachés à l'événement glaciaire du Dryas récent.

Les phases d'émersion et de submersion observées sur les côtes du Canada à la fin du Pléistocène et au cours de l'Holocène permettent de constater que l'action combinée de la décharge glacio-isostatique et de la remontée glacio-eustatique s'est traduite de diverses façons. Entre ces deux mécanismes, c'est le relèvement glacio-isostatique qui a dominé durant cette période sur la majeure partie du territoire canadien (c.-à-d. la Zone I délimitée sur la figure 8-6), entraînant une chute du niveau marin relatif. En périphérie des divers inlandsis et calottes, par contre, les variations du niveau se sont avérées plus complexes et plusieurs régions connaissent manifestement une phase de submersion.

Cartes d'isobases

Des cartes d'isobases illustrant les variations du niveau marin relatif ont été préparées par plusieurs auteurs depuis une vingtaine d'années. La plupart de ces cartes ont

été établies à partir de niveaux marins datés au ^{14}C, mais au moins une d'elles est basée en plus sur l'âge de pierres ponces observées sur les plages du Haut-Arctique (Blake, 1970). Les cartes d'Andrews (1970), de Walcott (1972) et de Dyke (1974) reposent en grande partie sur des observations de terrain; toutefois, à cause de différences d'interprétation, le tracé des isobases diffère d'un auteur à l'autre. Ainsi, les cartes d'Andrews (1970) font voir deux aires distinctes de soulèvement maximal à l'intérieur des limites de l'Inlandsis laurentidien, tandis que celles de Walcott (1972) n'en montrent qu'une. C'est d'ailleurs la carte de Walcott qui a amené Paterson (1972) à proposer un modèle à dôme unique pour l'inlandsis du Wisconsinien supérieur. À ces cartes d'isobases se sont ajoutées récemment des cartes des variations du niveau marin relatif dérivées de modèles glacio-isostatiques (par ex. Quinlan et Beaumont, 1981; Quinlan, 1985).

L'information apparaissant aux figures 8-4 et 8-5 a permis de dresser deux cartes d'isobases de l'Amérique du Nord indiquant les changements du niveau marin depuis 7 et 2 ka respectivement (fig. 8-9 et 8-10). La zone centrale d'émersion et les zones périphériques de submersion y sont mises en évidence. Ces deux périodes ont été choisies pour des raisons un peu différentes: d'une part, l'intervalle de

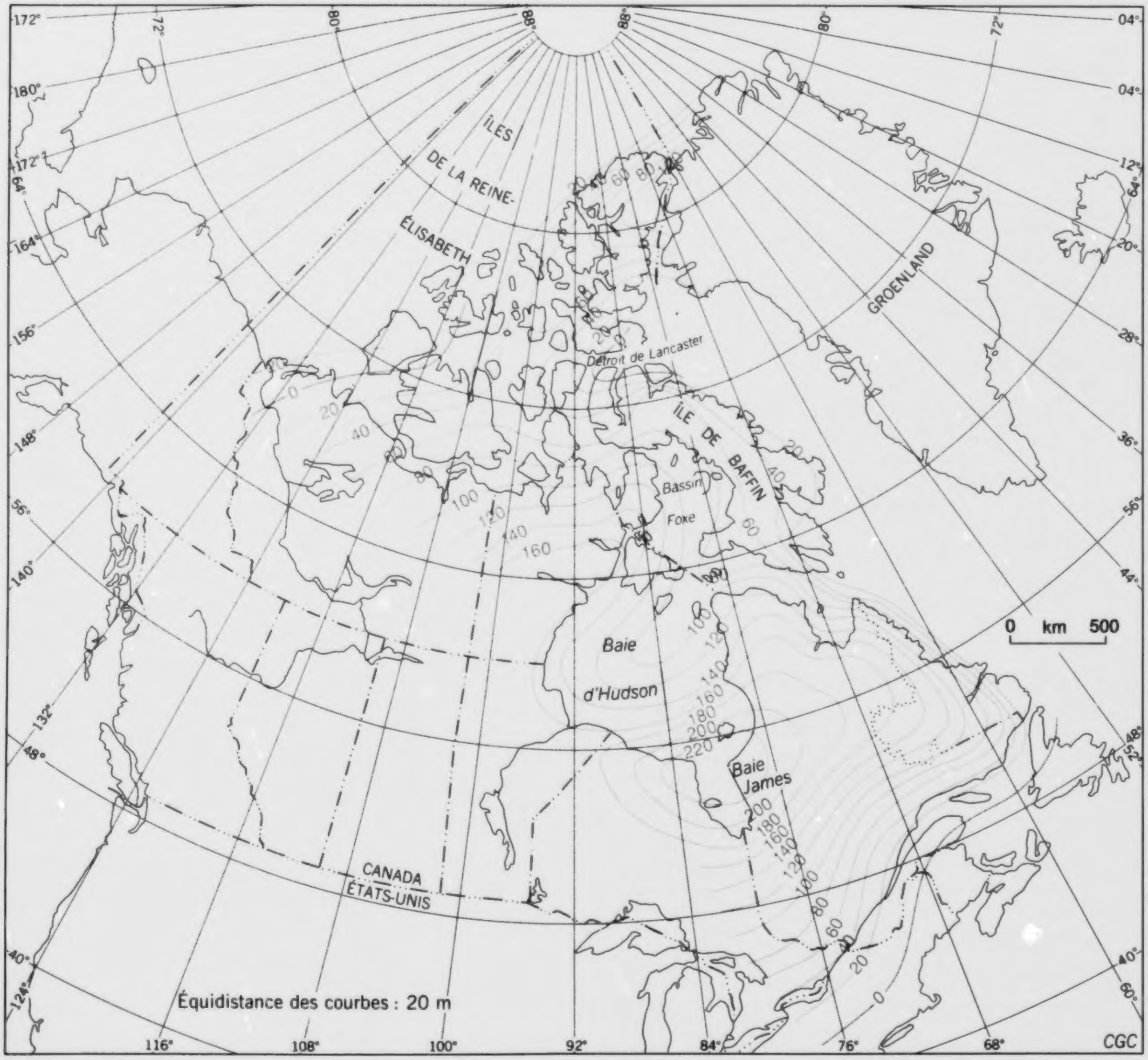


Figure 8-9. Isobases des changements du niveau marin relatif depuis 7 ka.

7 ka est celui pour lequel les niveaux marins observés offrent la couverture la plus complète du territoire canadien déglacé; d'autre part, l'intervalle de 2 ka illustre assez bien le taux actuel d'émersion et de submersion du territoire. Ces deux cartes ont été établies exclusivement à partir de courbes publiées; nous aurions pu y intégrer d'autres niveaux marins datés au ^{14}C pour en augmenter la couverture, mais nous nous en sommes abstenus. D'abord, il n'est pas simple de tracer des isolignes sur l'altitude de sites passablement éloignés les uns des autres et ensuite, il faut reconnaître que différents auteurs parviendront à des résultats différents selon leur interprétation de l'histoire glaciaire et glacio-isostatique (par ex. Andrews, 1978, qui a illustré trois différentes configurations d'isobases publiées pour les îles de la Reine-Élisabeth).

Changements du niveau marin relatif depuis 7 ka

La figure 8-9 est basée en grande partie sur les courbes du niveau marin relatif et les directions du gauchissement des paléorivages. Elle diffère dans le détail d'une carte d'isobases qui serait établie à partir des datations au ^{14}C effectuées sur différents rivages. Il y a de nettes différences

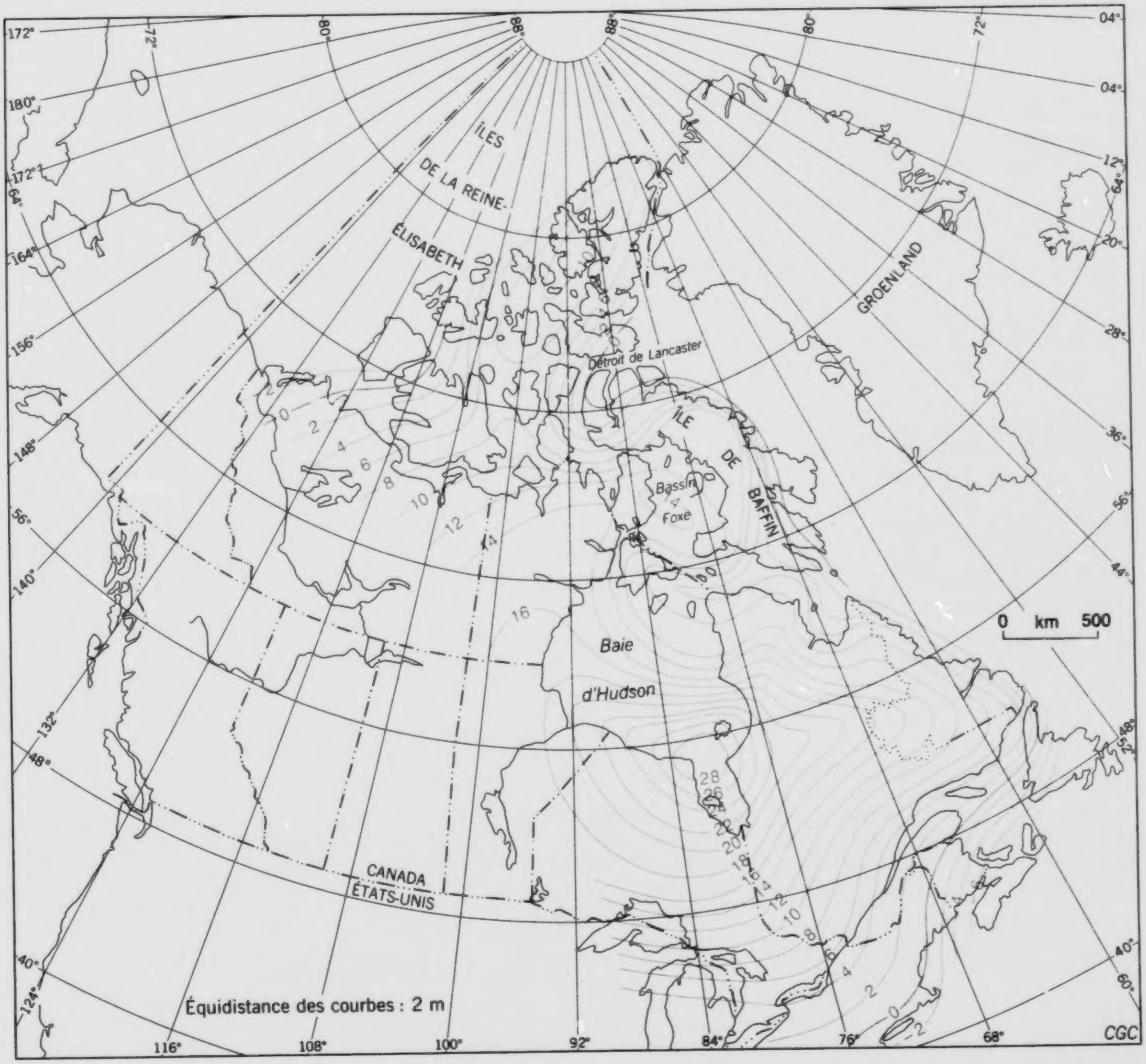


Figure 8-10. Isobases des changements du niveau marin relatif depuis 2 ka.

entre les prévisions du modèle (fig. 8-9) et le relèvement isostatique observé. La configuration des isobases met en évidence (1) une large crête partant du nord-ouest du Groenland et traversant les îles de la Reine-Élisabeth, (2) une large crête culminant à 160 m environ, qui s'étend à l'intérieur des terres au nord-ouest de la baie d'Hudson et (3) un grand dôme de forte émersion postglaciaire traversant la baie James. L'isobase zéro (0 m) traverse les provinces Maritimes selon une direction NE-SW et se poursuit en Nouvelle-Angleterre, longeant la périphérie sud-est de l'ancien inlandsis. À l'autre extrémité de l'inlandsis, l'isobase zéro passe à proximité du delta du Mackenzie et longe la côte externe des îles de la Reine-Élisabeth selon une direction NE-SW. En Colombie-Britannique, la majeure partie, sinon la totalité de la côte était en phase de submersion à 7 ka, mais les données étant plutôt éparses, nous nous sommes abstenus de tracer des isobases illustrant le niveau marin de 7 ka dans cette région (fig. 8-9).

Sur la côte ouest, le relèvement isostatique était presque entièrement achevé vers 8 ka, la submersion subséquente étant généralement attribuée à la remontée eustatique du niveau marin. La reconstitution du niveau marin relatif à 7 ka (fig. 8-9) montre aussi que les isobases forment de profonds rentrants vers l'intérieur de l'inlandsis dans la région du détroit de Lancaster ainsi que dans la baie d'Hudson. Par ailleurs, l'isobase zéro pénètre dans le détroit de Lancaster, déjà à 7 ka, puis longe la côte externe de l'île de Baffin.

Changements du niveau marin relatif depuis 2 ka

La plus forte émersion enregistrée au Canada depuis 2 ka est d'environ 30 m (fig. 8-10). Les figures 8-9 et 8-10 ont la même allure générale mais, dans le détail, des différences apparaissent. Les zones d'émersion maximale sont centrées dans les îles de la Reine-Élisabeth, le bassin Foxe et la baie James; de profonds rentrants existent encore dans l'axe du détroit de Lancaster et dans l'axe du détroit d'Hudson. L'isobase zéro n'a pratiquement pas changé de position. Même si la carte la montre au large de la côte du Labrador, il serait peut-être plus exact de la faire longer la côte externe si l'on tient compte que d'anciens sites esquimaux ont été érodés par les vagues dans le nord du Labrador; cependant, les données actuelles ne permettent pas de tracer cette isobase avec plus de précision.

Les figures 8-9 et 8-10 ne rendent pas compte adéquatement des observations de Lauriol et Gray (1983) qui affirment que les rivages lacustres entre les baies d'Ungava et d'Hudson sont inclinés vers la baie d'Hudson. À la rigueur, la crête s'étendant en direction nord-est vers la baie d'Ungava sur la figure 8-10 en rend partiellement compte. Un centre glaciaire local ou des glaces résiduelles tardives pourraient expliquer cette anomalie. Selon Prest (1984, fig. 1), la formation du Lac glaciaire Naskaupi, entre la marge du glacier et la ligne de partage longeant la côte est du Labrador, est peut-être attribuable à la présence d'un centre glaciaire dans la baie d'Ungava vers la fin du Wisconsinien (Ives, 1960).

Les isobases de 2 ka montrent aussi une vaste crête partant du bassin Foxe et traversant l'île de Baffin (fig. 8-10), qui pourrait refléter la déglaciation tardive du bassin (autour de 7,7 ka) et la présence de glaces résiduelles sur l'île. Dyke (1974) est arrivé à des résultats comparables pour le secteur nord-est de la calotte glaciaire.

Estimation de la vitesse des mouvements verticaux durant l'Holocène

Les courbes du niveau marin relatif (fig. 8-4) permettent un calcul objectif et direct des taux d'émersion ou de submersion au cours de l'Holocène et à la fin du Pléistocène. Jusqu'à environ 7 ka, les régions englacées étaient encore très vastes dans le Nord canadien, de sorte que les observations relatives à des niveaux marins antérieurs à 7 ka sont limitées dans l'espace. C'est pour cette raison que seuls les taux d'émersion et de submersion basés sur les changements du niveau marin relatif durant l'Holocène moyen et supérieur seront abordés; les taux relatifs à l'Holocène inférieur seront mis de côté puisqu'au cours de cette période, la présence de glaces restreignait encore le relèvement isostatique dans plusieurs régions. Les données proviennent de courbes publiées (fig. 8-4), et les changements du niveau marin durant un intervalle de 1 ka sont exprimés en taux d'émersion (+) et de submersion (−) (fig. 8-11).

Tableau 8-3. Directions et causes des variations du niveau marin relatif en Colombie-Britannique (Clague et al., 1982).

	Îles de la Reine-Charlotte (glaces minces)		Parties interne et intermédiaire de la côte (glaces épaisses)	
Âge	Variation du niveau marin relatif	Facteurs déterminants	Variation du niveau marin relatif	Facteurs déterminants
Pléistocène sup. - Holocène inf.	Remontée	Remontée eustatique[1] Affaissement du bourrelet périphérique[1] Soulèvement tectonique[2]	Abaissement	Relèvement isostatique[1] Remontée eustatique[2]
Holocène moyen	Stabilisation a léger abaissement	Soulèvement tectonique[1] Remontée eustatique[1] Affaissement du bourrelet périphérique?[2]	Remontée	Remontée eustatique[1] Affaissement du bourrelet périphérique?[2]
Holocène sup.	Abaissement	Soulèvement tectonique[1] Remontée eustatique[2]	Stabilisation à léger abaissement	Subsidence tectonique?[2] Remontée eustatique?[2] Affaissement du bourrelet périphérique?[2]

1 Facteur dominant
2 Facteur subordonné

Pour les régions encore englacées entre 8 et 7 ka (fig. 8-11a), il n'est pas possible de calculer un taux d'émersion. À l'extérieur des marges glaciaires de 8 ka, sur la côte de la baie d'Ungava (Matthews, 1967) et du côté de l'île de Baffin (données inédites, C.A. Laymon, Université du Colorado), les courbes de niveau marin mettent en évidence des taux d'émersion extrêmement rapides, estimés à 80 m/ka. Au sud-est de la marge glaciaire, le taux variait entre 10 et −10 m/ka, ce qui est de beaucoup inférieur aux taux estimés pour la marge nord-ouest de l'inlandsis (entre 55 et −5 m/ka). Dans les îles de la Reine-Élisabeth, l'émersion des chenaux et des fjords entre l'île Axel Heiberg et l'île d'Ellesmere s'est accomplie à un rythme de 25 m/ka. Signalons toutefois que les diverses reconstitutions de l'émersion dans cette région identifient soit une crête s'allongeant vers l'ouest à partir du Groenland, soit un centre de soulèvement distinct (comme dans la fig. 8-11a).

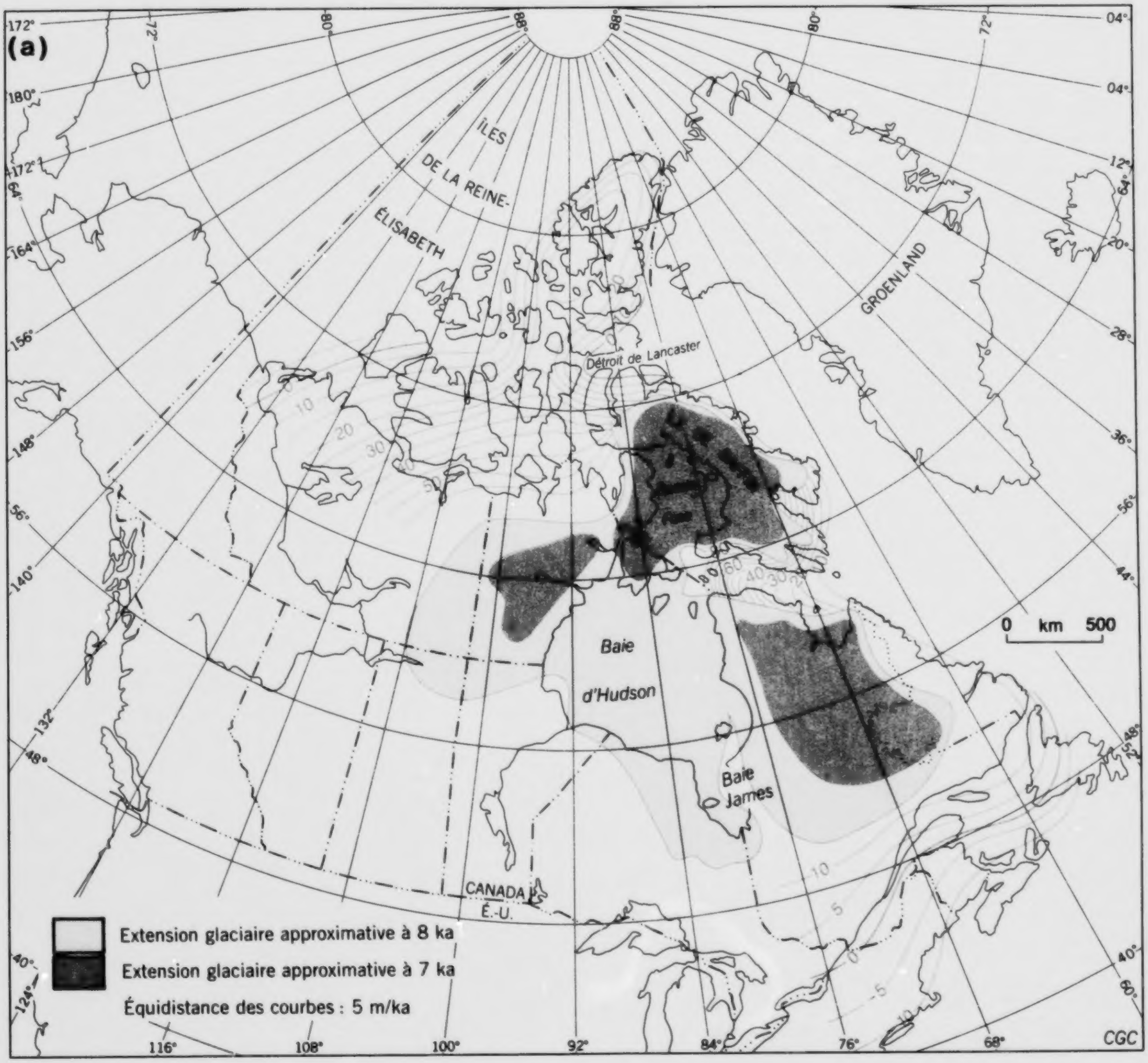


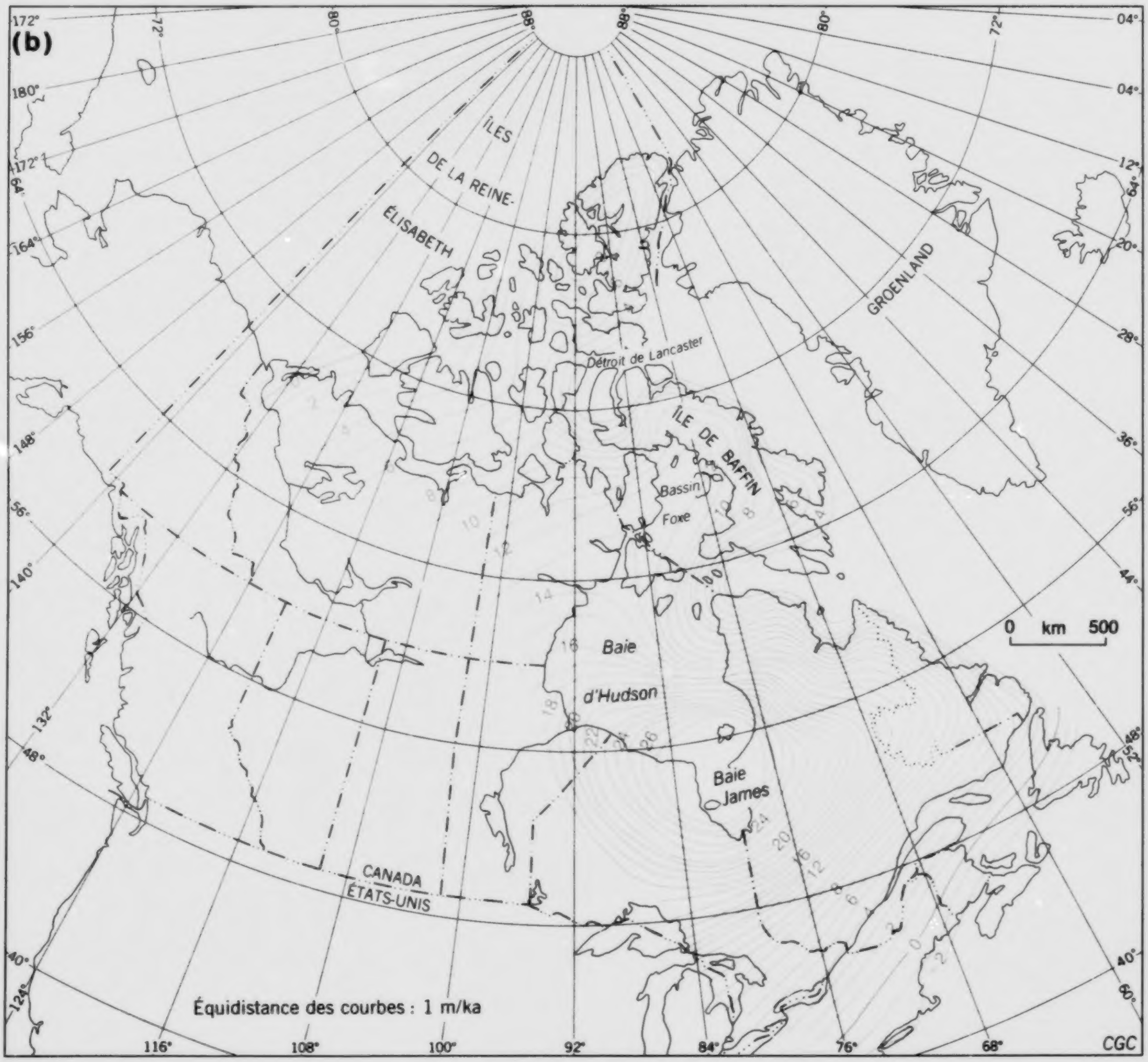
Figure 8-11. Taux (m/ka) d'émersion (+) et de submersion (−) déduits des courbes du niveau marin relatif (fig. 8-4) pour les périodes suivantes: a) 8 à 7 ka (limites glaciaires tirées de Prest, 1969; Bryson et al., 1969; Dyke, 1974), b) 4 à 3 ka et c) 1 ka à aujourd'hui.

Entre 4 et 3 ka, le taux d'émersion maximal dans les îles de la Reine-Élisabeth était déjà réduit à 8 m/ka alors qu'il était encore d'environ 27 m/ka dans la baie James (fig. 8-11b). Une crête débutant à l'emplacement approximatif de la Ligne de partage glaciaire du Keewatin et se poursuivant vers le nord-est en direction du bassin Foxe et de l'île de Baffin est mise en évidence.

La dernière carte (fig. 8-11c) illustre les taux d'émersion calculés pour le dernier millénaire. Elle fait en quelque sorte le lien avec la prochaine partie de l'exposé, où seront mis en évidence les changements actuels d'altitude des rivages lacustres et marins au moyen des données marégraphiques. La figure 8-11c montre un taux maximal d'émersion d'environ 12 m/ka, centré aux environs de la baie James. Dans le bassin Foxe, les taux sont de l'ordre de 5 m/ka. Par ailleurs, dans les Maritimes, sur la côte est de l'île de Baffin et sur la marge nord-ouest de l'Inlandsis laurentidien, la submersion se poursuit toujours à un rythme de −1 m/ka.

Nous avons délibérément omis les taux de submersion ou d'émersion en Colombie-Britannique. Sur ce point, nous renvoyons le lecteur à Mathews et al. (1970), Clague (1975, 1983) et Clague et al. (1982), qui en ont traité en profondeur. Durant la période couverte par la figure 8-11, la

Figure 8-11. Suite.

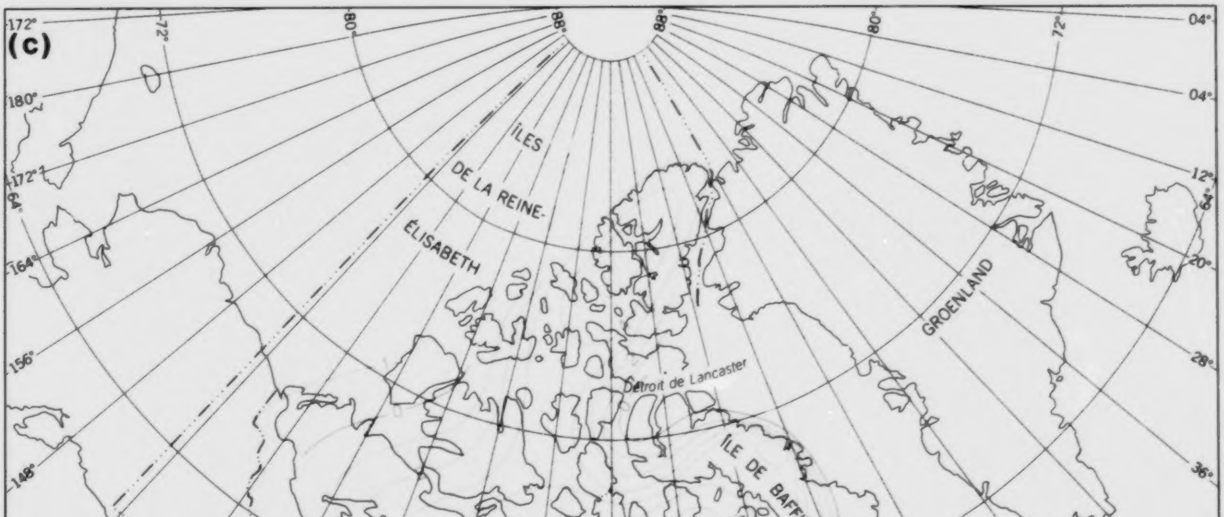


majeure partie de la côte de la Colombie-Britannique était en période de submersion lente, laquelle avait succédé à une période d'émersion rapide (voir les courbes de la Colombie-Britannique, fig. 8-4). Il existe cependant une exception significative dans les îles de la Reine-Charlotte (Fladmark, 1975; Clague et al., 1982; Clague, 1983): les courbes du niveau marin (fig. 8-4) y indiquent une phase de subsidence entre 11 et 8,5 ka, suivie d'une émersion lente mais constante qui se poursuit encore. Le tableau 8-3 (tiré de Clague et al., 1982) énumère les influences auxquelles ont été soumises les variations du niveau marin dans diverses régions de la Colombie-Britannique, et semble indiquer que les variations actuelles sont attribuables au soulèvement ou à la subsidence tectonique, à l'affaissement du bourrelet périphérique, et à des variations eustatiques.

Variations actuelles des niveaux lacustres et marins

Les mouvements verticaux actuels sur le territoire canadien peuvent être mesurés au moyen de nivellements répétés de transects ou d'une analyse des données marégraphiques. Cette dernière méthode, appliquée autant aux milieux lacustres que marins, fait l'objet de discussions depuis plusieurs décennies (par ex. Gutenberg,

Figure 8-11. Suite.



1941) et a été utilisée pour évaluer les effets actuels de la décharge glacio-isostatique. Les chercheurs s'intéressent de plus en plus à l'estimation de la remontée globale du niveau des océans (Gornitz et al., 1982; Barnett, 1983) et aux rapports possibles entre l'eustatisme et le réchauffement climatique associé à la concentration croissante du CO_2 dans l'atmosphère (par ex. Hoffman et al., 1983; Conseil national de recherches du Canada, 1984) et à la fonte des glaciers et des plates-formes glaciaires. Cependant, il est très difficile, pour une station marégraphique donnée, de départager les facteurs eustatique, isostatique, climatique, océanographique et tectonique (les anomalies locales mises à part). Gutenberg (1941, p. 722-733) a dressé un bilan complet de la méthodologie et des difficultés inhérentes. Parmi les études plus récentes qui traitent des variations du niveau des eaux aux stations marégraphiques canadiennes, citons celles de Barnett (1968, 1970), Vaníček (1976), Vaníček et Nagy (1980), Quinlan (1981) et Riddihough (1982).

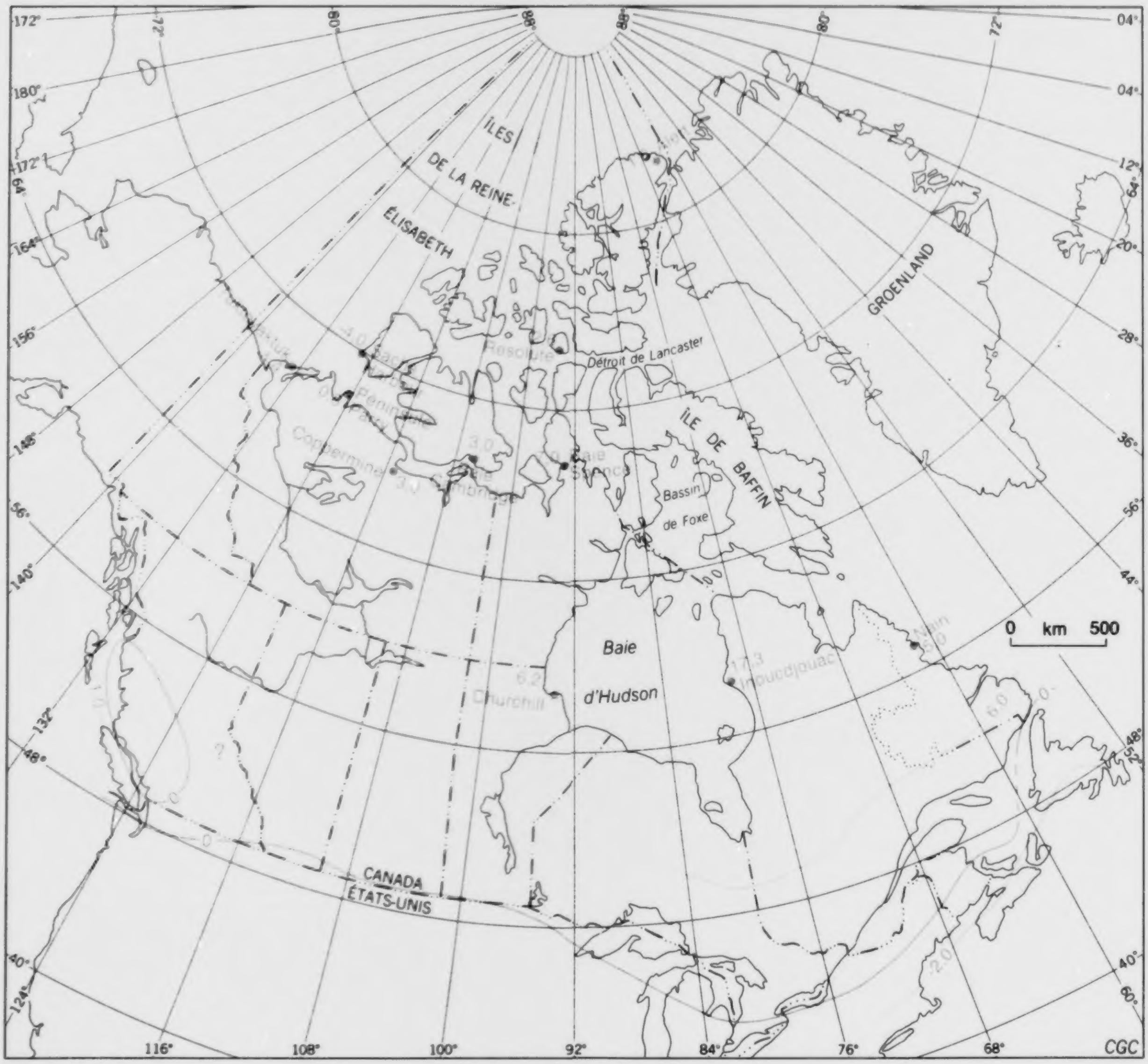


Figure 8-12. Taux actuels (m/ka) d'émersion (+) et de submersion (−) déduits des changements du niveau marin enregistrés aux stations marégraphiques du Nord canadien, sans correction pour une éventuelle remontée « générale » du niveau marin. Les données marégraphiques ont été fournies par le Service hydrographique du Canada. Les isolignes sont de Vaníček et Nagy, 1980.

L'analyse des données marégraphiques est une opération complexe, et les estimations des mouvements verticaux actuels varient selon les méthodes utilisées (par ex. le tableau 1 dans Clague et al., 1982; le tableau 1 dans Riddihough, 1982). Au moins trois facteurs contribuent à expliquer ces écarts: 1) le paramètre statistique utilisé pour calculer la tendance, 2) la période, annuelle ou mensuelle, sur laquelle sont calculées les variations du niveau des eaux et 3) l'utilisation de sites individuels ou combinés (Wigen et Stephenson, 1980). En comparant les taux calculés d'après les courbes du niveau marin relatif (par ex. fig. 8-4) à des marégrammes obtenus dans les provinces Maritimes, Quinlan (1981, p. 382) a constaté une dérive considérable qu'il attribue à la remontée actuelle des océans de l'ordre de 1,4 à 2,4 m/ka. Signalons que ce mouvement ascendant du niveau marin se traduit par une diminution *relative* du taux d'émersion dans la Zone I et, à l'inverse, par une augmentation du taux de submersion dans la Zone II.

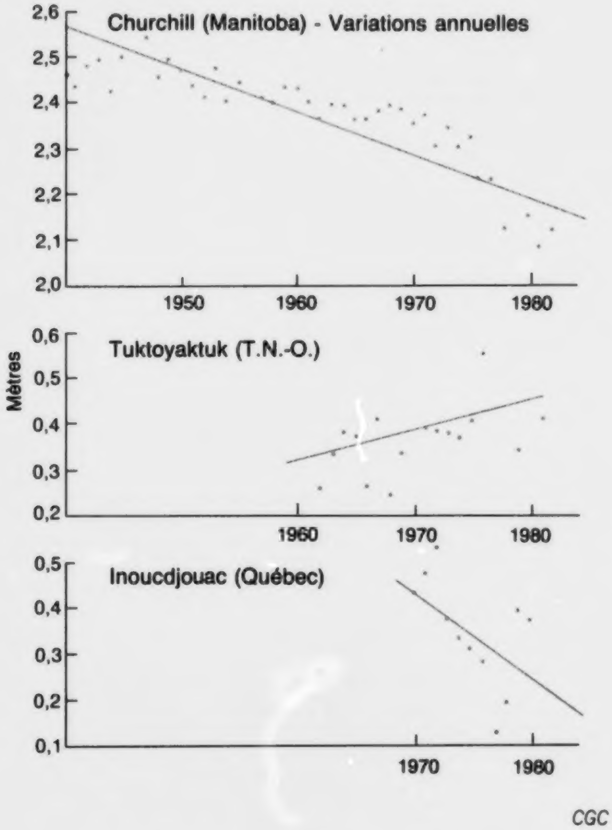


Figure 8-13. Exemples de variations récentes du niveau marin, d'après l'examen de données marégraphiques recueillies dans le Nord canadien (stations localisées sur la fig. 8-12). La tendance générale de ces variations a été déterminée à l'aide de la «ligne résistante», méthode qui atténue l'effet des valeurs éloignées sur l'analyse de régression.

La figure 8-12 synthétise les données disponibles au sujet des mouvements actuels du niveau relatif de la mer. Elle met en opposition l'émersion qui caractérise une bonne partie de la côte externe de la Colombie-Britannique et la submersion actuellement en cours à l'est d'une ligne imaginaire entre Victoria et le détroit de Georgia (Riddihough, 1982). Beaucoup plus à l'est, une vaste zone de soulèvement au nord des Grands Lacs, reconstituée au moyen de données sur les niveaux lacustres, semble résulter d'une composante glacio-isostatique dominante.

Dans l'Arctique canadien, les marégraphes sont hélas trop peu nombreux (fig. 8-12). Toutefois, Barnett (1968) a examiné les marégrammes recueillis à Churchill et a calculé que le niveau de la mer régressait au rythme de 6,1 m/ka, résultat qui allait ensuite être ramené à 3,9 m/ka (Barnett, 1970). À partir des données des quelques stations disponibles, Vaníček et Nagy (1980) ont calculé le taux de variation du niveau relatif de la mer à l'aide d'une simple analyse de régression. Nous avons examiné ces enregistrements pour la période allant jusqu'en 1982 et nous en avons représenté une partie sur la figure 8-13, afin d'illustrer le degré de dispersion des données de même que la tendance de la «ligne résistante». Celle-ci, n'étant pas influencée par les valeurs très éloignées (Velleman et Hoaglin, 1981), donne une estimation plus prudente de la pente d'une relation.

Les tendances suggérées par les marégrammes s'accordent assez bien avec celles estimées par Vaníček et Nagy (1980), quoique leur résultat de 3,5 m/ka pour Churchill semble inexact. Nos calculs donnent en effet une émersion (basée sur les hauteurs marégraphiques annuelles) de 6,2 m/ka (fig. 8-12, 8-13), ce qui est plus proche de l'estimation de Barnett (1968; mais voir aussi Barnett, 1970). Une analyse conventionnelle de régression donne un taux de 7,6 m/ka. La figure 8-13 montre la pente des «lignes résistantes» obtenues pour les stations marégraphiques du Nord canadien ayant accumulé plus de 10 années d'enregistrements. Ces stations constitueront vraisemblablement une importante source d'information sur la néotectonique en territoire canadien, mais il faudra y poursuivre les mesures pendant plusieurs autres décennies pour obtenir des tendances plus cohérentes.

Les résultats obtenus à Inoucdjouac, sur la côte est de la baie d'Hudson, laissent perplexe (fig. 8-12); il s'agit des valeurs moyennes enregistrées en octobre et novembre, deux mois au cours desquels les marégrammes avaient une certaine cohérence et un minimum de valeurs manquantes. La tendance observée à cette station laisse supposer un taux d'émersion de l'ordre de 17,3 m/ka. Quoique ce taux soit inférieur à celui estimé par Vanicek et Nagy (1980), il n'en demeure pas moins élevé et il ne concorde pas avec les estimations basées sur les courbes du niveau relatif de la mer (fig. 8-11c). Ce taux devra être confirmé par une analyse annuelle des enregistrements marégraphiques et par une étude détaillée du site. Sur le graphique de la figure 8-14, les tendances des mesures marégraphiques sont confrontées aux taux d'émersion et de submersion estimés au moyen des courbes du niveau marin relatif (fig. 8-4, 8-11). Dans l'ensemble, il y a une bonne concordance entre les deux types de données, ce qui ne fait qu'accentuer l'anomalie d'Inoucdjouac.

MODÈLES GLACIO-ISOSTATIQUES

W.R. Peltier

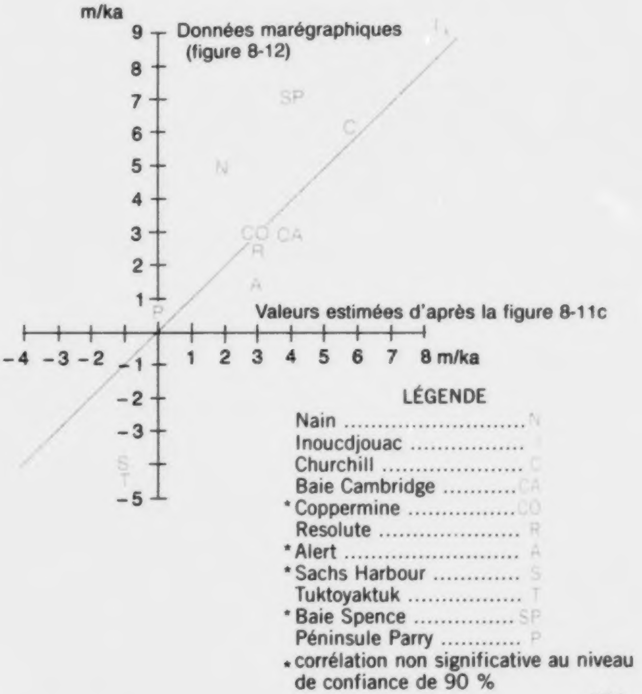
Les figures qui accompagnent cette partie du chapitre représentent collectivement un répertoire d'informations sur lesquelles peut être testée la modélisation glacio-isostatique de la rhéologie terrestre. Cependant, les rapports entre les données de terrain et les paramètres géophysiques ne sont pas toujours transparents, ni toujours établis à une échelle pertinente. Nous nous proposons ici d'examiner divers modèles glacio-isostatiques et d'en évaluer les répercussions sur les observations de l'anomalie gravimétrique à l'air libre et sur celles du niveau relatif de la mer. Le modèle temps-épaisseur des inlandsis canadiens qui servira de point de départ à notre exposé, est une version modifiée du modèle ICE-1 utilisé par Peltier et Andrews (1976). Ces inlandsis comprennent l'Inlandsis laurentidien, caractérisé ici par un dôme unique centré sur la baie d'Hudson, l'Inlandsis de la Cordillère et des glaces d'extension limitée dans le Haut-Arctique. Le profil retenu dans le modèle ICE-1 n'est pas conforme à certains concepts actuels de l'Inlandsis laurentidien (voir la Partie 1 du présent volume et Prest, 1984). Peltier et Andrews (1983) se sont penchés sur ce problème, sans toutefois parvenir à le résoudre.

Des progrès considérables ont été faits depuis dix ans dans l'élaboration de modèles mathématiques du processus de rajustement isostatique. Ce processus physique n'influe pas uniquement sur le niveau relatif de la mer (déterminé par les datations au ^{14}C ou par les données marégraphiques) et sur l'inclinaison des rivages des lacs glaciaires, dont il a été fait état dans les sections précédentes. À ce processus sont aussi liées, entre autres, les anomalies à l'air libre négatives de la composante verticale locale de l'accélération de la pesanteur au-dessus de régions jadis englacées, et certaines observations astronomiques concernant d'une part la vitesse de rotation de la Terre (qui définit la *durée du jour*) et d'autre part les déplacements temporels du pôle de rotation de la Terre par rapport à la géographie de surface (*la migration du pôle géographique*). Peltier (1982) retrace l'évolution des modèles théoriques modernes de l'isostasie glaciaire, amorcée avec Peltier (1974).

Peltier, W.R.
1989: Modèles glacio-isostatiques. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 8, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Variation du niveau marin relatif et modèles de la Terre

Les tentatives de prévision du niveau relatif de la mer se heurtent principalement à la complexité des interactions entre les inlandsis, les océans et la géosphère. Si la Terre était rigide, les variations du niveau marin relatif entraînées par la disparition des calottes glaciaires s'accompliraient selon un schéma assez simple. Les eaux issues de la fonte des glaciers iraient s'ajouter aux bassins océaniques, et le niveau marin s'élèverait en conséquence. Mais, là encore, la remontée du niveau marin ne serait pas forcément égale en tout point. D'une part, parce que la surface de la mer doit demeurer équipotentielle et, d'autre part, parce que cette surface n'est pas perturbée uniformément par suite de la fonte d'inlandsis, lesquels sont concentrées en des lieux géographiques précis. L'eau de fonte se répartirait dans les bassins océaniques de telle sorte que tous les points de la surface de la mer (le géoïde) soient équipotentiels. Dans ce cas hypothétique d'une Terre rigide, les variations du potentiel seraient entièrement attribuables à la charge exercée par la glace et l'eau. Or, la réalité est tout autre. L'élasticité finie du Globe est telle que les déformations subies sous le poids de la glace et de l'eau redistribuent la matière à l'intérieur, d'où une nouvelle configuration du potentiel de gravitation et donc une nouvelle redistribution de l'eau dans les bassins océaniques de



CGC

Figure 8-14. Relation entre les taux de changement du niveau marin dérivés des courbes du niveau marin relatif (fig. 8-11c) et ceux dérivés des mesures marégraphiques récentes dans le Nord canadien (fig. 8-12).

façon à ce que la surface de la mer demeure équipotentielle. Si, par ailleurs, les déformations produites par les surcharges superficielles étaient entièrement élastiques, le niveau de la mer se stabiliserait une fois la déglaciation complétée.

Le fait que le niveau marin relatif (aux endroits jadis recouverts par l'Inlandsis laurentidien) ait continué à varier depuis la fin de la déglaciation (entre 6 et 7 ka) prouve nettement que la Terre n'est pas un simple solide élastique obéissant à la loi de Hooke. Comme la surcharge glaciaire s'est exercée sur une période suffisamment longue, la majeure partie de la déformation est plutôt due à un « écoulement » essentiellement visqueux de la matière mantellique sous le champ de contraintes induit par la gravitation. La vitesse du déplacement de ces matériaux dépend de leur viscosité effective, paramètre que l'on pourrait, à l'aide d'une théorie appropriée, déduire des données sur le niveau relatif de la mer, comme celles de la figure 8-4. Plus la viscosité du manteau est élevée, plus les effets de la décharge glacio-isostatique se feront sentir longtemps, et plus la relaxation de la composante visqueuse de la déformation mettra du temps à s'accomplir une fois la charge disparue. Le retard de ce rajustement visqueux à la décharge glacio-isostatique rend encore plus difficile la détermination des variations du niveau marin causées par la fonte des glaciers. Étant donné cet aspect temporel de la réponse isostatique, la redistribution des eaux de fonte dans les bassins océaniques se poursuit longtemps après la disparition des calottes glaciaires de façon à maintenir une surface océanique équipotentielle. Cependant, aux endroits jadis recouverts par des glaciers, les variations du niveau marin relatif sont dominées par l'augmentation locale du rayon de la Terre résultant de l'influx visqueux de la matière mantellique qui avait été antérieurement « expulsée » vers les marges de l'inlandsis durant la phase de surcharge. Cette redistribution de la matière est responsable du relèvement des territoires autrefois englacés et de la submersion des territoires situés à la périphérie des grandes accumulations glaciaires. Ces régions distinctes ont été appelées Zone I et Zone II sur la figure 8-4 (pour la localisation de ces zones, voir la fig. 8-6).

Peltier (1974, 1976, 1982), Farrell et Clark (1976), Peltier et al. (1978), Clark et al. (1978) et Wu et Peltier (1983) ont traité en détail du modèle visco-élastique utilisé pour le calcul des variations gravitationnellement autocohérentes du niveau de la mer. À l'aide d'un certain nombre de sites choisis dans les zones I et II, nous nous proposons de montrer dans quelle mesure ce modèle s'ajuste à des données comme celles qui apparaissent à la figure 8-4. À la figure 8-15, les courbes observées du niveau marin relatif sont comparées aux prévisions du modèle visco-élastique pour six endroits au Canada et, dans chaque cas, pour trois structures visco-élastiques qui ne diffèrent que par la viscosité du manteau inférieur (respectivement 10^{21} Pa.s, 10^{22} Pa.s et 5 x 10^{22} Pa.s). La structure élastique est empruntée à un modèle sismique conventionnel, en l'occurrence le modèle 1066B de Gilbert et Dziewonski (1975). Dans chaque cas, la viscosité du manteau supérieur (au-dessus de la discontinuité sismique de 670 km) est fixée à 10^{21} Pa.s, et l'épaisseur de la lithosphère, à 120,7 km. Pour les six endroits considérés, le modèle qui s'accorde le mieux avec les observations est celui qui admet une viscosité uniforme du manteau de 10^{21} Pa.s. Si une viscosité de 10^{22} Pa.s est utilisée pour le manteau inférieur, le modèle rend compte assez bien de l'ampleur de l'émersion à 6 ka, mais il prévoit un taux actuel d'émersion beaucoup trop élevé. Lorsque la viscosité du manteau inférieur est fixée à 5 x 10^{22} Pa.s, on se trouve dans la situation inverse: le modèle prévoit correctement le taux actuel d'émersion mais sous-estime de beaucoup l'émersion accomplie depuis 6 ka.

Les mêmes variantes du modèle ont été exécutées dans le but de les comparer aux données observées à six endroits dans la Zone II (fig. 8-16). Cette fois-ci, les modèles à viscosité uniforme s'ajustent plutôt mal aux courbes observées, telles que réunies par Bloom (1967). Cependant, comme

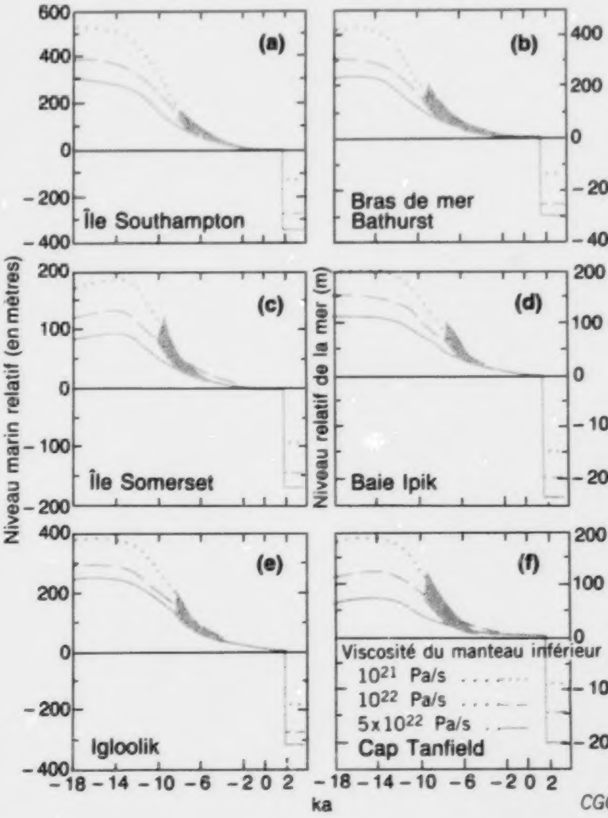


Figure 8-15. Comparaison entre les changements observés du niveau marin relatif et les changements prédits par modélisation à six localités jadis recouvertes par l'Inlandsis laurentidien. La chronologie de la déglaciation retenue dans le modèle ICE-2 est tirée de Wu et Peltier (1983). Les observations sont représentées par les zones rouges; les prévisions sont produites par des modèles qui ne diffèrent les uns des autres que par la viscosité du manteau inférieur. Dans ces modèles, la viscosité du manteau supérieur est supposée constante à 10^{21} Pa.s et l'épaisseur de la lithosphère, à 120,7 km. Le soulèvement est projeté sur les deux prochains millénaires et, pour chaque modèle, le soulèvement résiduel est indiqué par le trait horizontal contigu à la marge de droite.

Wu et Peltier (1983) l'ont démontré récemment, il existe entre les résultats du modèle et les données observées un écart systématique qui est fonction de la position le long de la côte (par ex. fig. 8-17). Cela voudrait dire qu'un des paramètres physiques, auquel les données de la Zone I ne seraient pas sensibles, est mal évalué. Peltier (1984) a récemment montré que, quand l'épaisseur lithosphérique est portée de 120,7 km à environ 240 km, les écarts disparaissent entièrement. La confirmation de ce résultat aurait des répercussions géodynamiques importantes; entre autres, cela voudrait dire que les différences chimiques entre les continents et le matériel sous-jacent pourraient s'étendre bien au-delà de la profondeur admise jusqu'ici. Le tableau 8-4 illustre bien le degré de conformité du modèle à forte épaisseur lithosphérique avec les données observées. Ce seul exemple devrait suffire à montrer à quel point les données de la géologie quaternaire peuvent imposer des limites à certaines propriétés géodynamiques importantes de la Terre. Ainsi, le degré de viscosité du manteau, sur lequel repose en grande partie l'hypothèse de la convection thermique expliquant la dérive des continents et l'expansion des fonds océaniques, est limité par les observations du niveau relatif de la mer. Comme l'a montré Peltier (1980, 1985a), si la viscosité du manteau s'écartait sensiblement de la valeur de 10^{21} Pa.s exigée par les variations du niveau marin relatif au Quaternaire, la thèse de la convection thermique ne tiendrait plus. Or, seules ces données permettent d'estimer directement la viscosité du manteau et constituent indéniablement une des pierres angulaires de la géodynamique moderne.

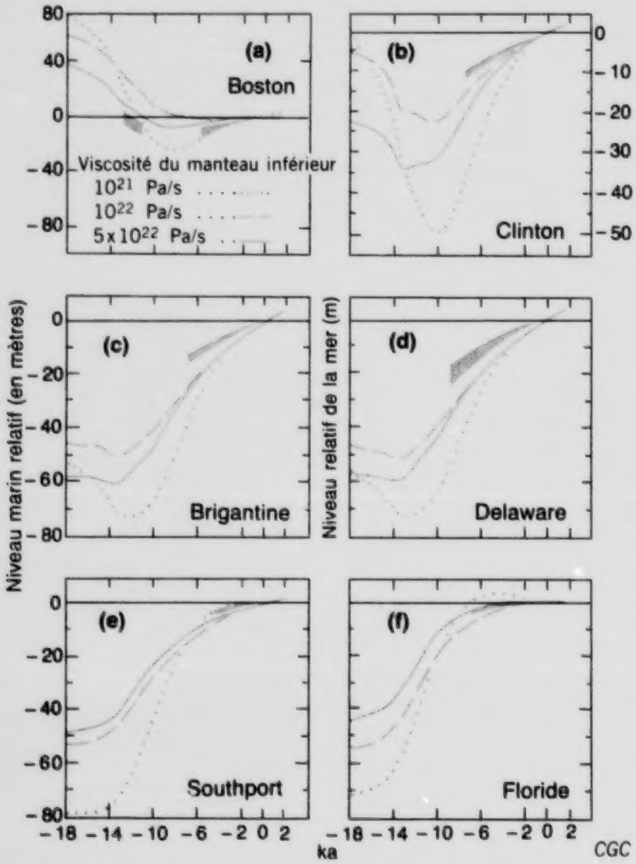


Figure 8-16. Même comparaison qu'à la figure 8-15, mais cette fois pour six localités situées dans la région du bourrelet périphérique sur la côte Est des États-Unis.

Anomalie gravimétrique à l'air libre

Une des objections les plus sérieuses à l'interprétation qui est faite du niveau relatif de la mer dans la section précédente a été soulevée par Sir Harold Jeffreys. Depuis longtemps (par ex. 1972), ce dernier soutient qu'il est erroné d'expliquer les variations postglaciaires du niveau marin relatif par un processus d'écoulement visqueux. Selon lui, un modèle dans lequel la viscosité du manteau est délibérément maintenue autour de 10^{21} Pa.s, afin de cadrer avec les données sur les variations du niveau marin, ne saurait concilier à la fois les variations du niveau marin relatif et les anomalies gravimétriques à l'air libre associées aux principaux centres de relèvement glacio-isostatique. La figure 8-18 montre les anomalies à l'air libre observées au Canada et en Fennoscandie. À la lumière des données fennoscandiennes, Jeffreys a soutenu à juste titre que le modèle de Haskell (1936, 1937), assimilant le manteau à un demi-espace et admettant une densité et une viscosité (10^{21} Pa.s) constantes était d'à peine 2-3 mGal. Selon lui, ce résultat, beaucoup plus faible que la valeur observée (environ −15 mGal), est suffisant pour rejeter complètement le modèle à écoulement visqueux. Jeffrey est d'avis que les propriétés rhéologiques de la Terre sont telles qu'elle est incapable de se déformer à la manière d'un fluide visqueux, peu importe la période pendant laquelle elle est soumise aux contraintes. À l'examen de la figure 8-18, on constate que le même problème peut se poser lorsqu'on tente d'expliquer l'anomalie à l'air libre sur le Canada. Cette anomalie est beaucoup plus profonde que celle observée en Fennoscandie et atteint −40 mGal. Elle

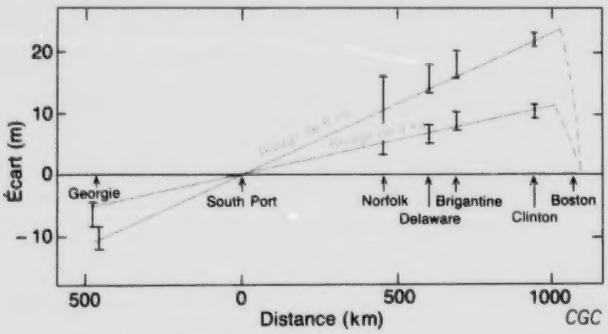


Figure 8-17. Écart entre les valeurs de niveau marin relatif prédites par le modèle à viscosité uniforme et les valeurs observées, en fonction de la position le long de la côte Est des États-Unis. La distance est comptée à partir de Southport, en Caroline du Nord, les valeurs positives se trouvant au nord.

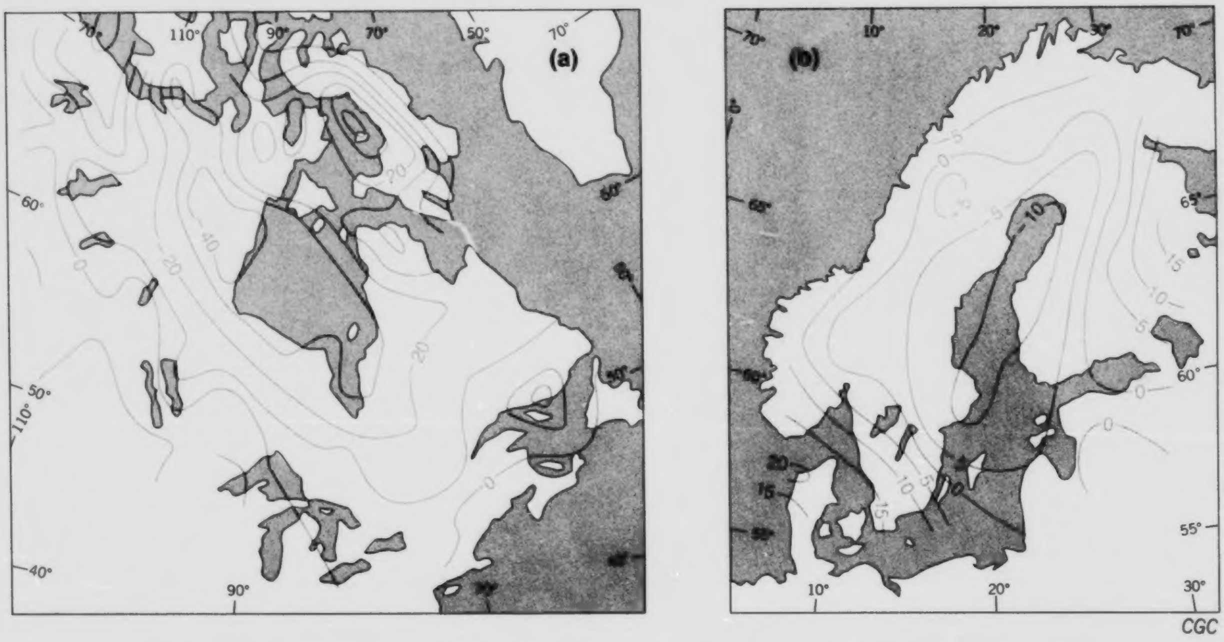
a la forme d'une ellipse dont le grand axe est orienté NW-SE et centrée sur la baie d'Hudson. L'isoligne zéro est de la série de grands lacs encerclant le Bouclier canadien. Dès lors, la cause de cette anomalie ne fait plus de doute (par ex. Innes et al., 1968; Walcott, 1970): elle remonte à la dernière déglaciation.

Récemment, certains auteurs (Peltier, 1982; Peltier et Wu, 1982; Wu et Peltier, 1983) ont avancé une théorie pour expliquer comment un modèle newtonien admettant essentiellement une viscosité uniforme voisine de 10^{21} Pa.s peut réussir à concilier les niveaux marins relatifs observés et les anomalies gravimétriques à l'air libre. Cette

Tableau 8-4. Valeurs observées et théoriques du niveau marin relatif à des localités distribuées le long de la côte est des États-Unis. Les calculs sont basés sur un modèle compatible avec les données gravimétriques et auquel a été intégrée la chronologie de la déglaciation utilisée dans ICE-2, et sur un modèle terrestre caractérisé par une épaisseur lithosphérique de 245 km et une structure élastique comparable à celle du modèle 1066B.

Temps (ka)	Southport		Virginie		Brigantine	
	Observé (m)	Prévu (m)	Observé (m)	Prévu (m)	Observé (m)	Prévu (m)
-8	-	-	-22,0 ± 4,0	-29,52	-	-
-7	-	-	-17,0 ± 3,0	-21,70	-	-
-6	-	-	-13,0 ± 3,0	-14,90	-	-
-5	-	-	-10,0 ± 3,0	-9,63	-10,5 ± 0,6	-11,32
-4	-3,3 ± 0,5	-2,26	-7,0 ± 1,5	-5,95	-7,5 ± 0,5	-7,79
-3	-2,2 ± 0,4	-0,96	-3,0 ± 1,0	-1,45	-5,2 ± 0,5	-4,40
-2	-1,2 ± 0,2	-0,30	-0,5 ± 0,5	-1,78	-3,0 ± 0,4	-2,36
-1	-0,5 ± 0,1	-0,03	-0,4 ± 0,5	-0,68	-1,4 ± 0,4	-0,95
0	0	0	0	0	0	0

Temps (ka)	New York		Clinton		Boston	
	Observe (m)	Prévu (m)	Observé (m)	Prévu (m)	Observé (m)	Prévu (m)
-8	-17,8 ± 3,0	-22,48	-	-	-	-
-7	-16,0 ± 2,4	-19,06	-10,2 ± 0,7	-20,39	-	-
-6	-13,0 ± 2,2	-14,45	-8,4 ± 0,5	-15,5	-	-
-5	-9,4 ± 1,5	-10,02	-6,7 ± 0,5	-10,84	-9,0 ± 3,0	-9,02
-4	-6,4 ± 0,6	-6,56	-4,7 ± 0,5	-7,16	-6,0 ± 3,0	-6,03
-3	-4,4 ± 0,5	-4,00	-3,4 ± 0,5	-4,41	-2,5 ± 2,0	-3,74
-2	-1,2 ± 0,3	-0,88	-1,0 ± 0,2	-0,94	-0,5 ± 0,5	-0,84
0	0	0	0	0	0	0



CGC

Figure 8-18. Anomalies gravimétriques à l'air libre (mGal), observées a) dans le nord-est de l'Amérique du Nord et b) en Fennoscandie.

théorie fait intervenir l'élasticité de la structure du Globe et, en particulier, la densité croissante observée dans le manteau entre 420 et 670 km (la soi-disant « zone de transition »). Ces deux niveaux sont en effet marqués par des discontinuités assez nettes de la densité et du module d'élasticité qui sont généralement attribuées à des changements de phase sous l'effet de la pression. Il est admis que le niveau de 420 km marque le passage de l'olivine au spinelle. Quant à la discontinuité de 670 km, elle est généralement assimilée à la transition entre le spinelle et un mélange de pérovskite et de magnésiowustite (par ex. Jeanloz et Thompson, 1983), mais cette interprétation est toutefois un peu plus controversée.

L'argumentation avancée pour concilier les anomalies gravimétriques à l'air libre et le niveau relatif de la mer repose essentiellement sur l'idée que les changements de phase correspondant à ces discontinuités pourraient engendrer une poussée équilibrante lorsque leur surface d'équilibre est gauchie par des surcharges glacio-isostatiques en surface. Dans cette hypothèse, le surcroît de poussée interne dans le modèle se traduit par une nette accentuation de la valeur prévue de l'anomalie gravimétrique à l'air libre, même en admettant une viscosité uniforme du manteau de 10^{21} Pa.s comme le laissent supposer les données sur le niveau relatif de la mer. Pour que les discontinuités de 420 et 670 km génèrent une poussée ascendante après avoir été gauchies, elles doivent se comporter comme des discontinuités non adiabatiques à l'échelle temporelle du rajustement glacio-isostatique. D'autre part, il n'est pas tout à fait évident que ces discontinuités soient causées par des changements de phase, puisque tout processus capable de gauchir ou d'enfoncer une surface de discontinuité vers un niveau de pression plus élevé devrait normalement permettre à suffisamment de matière de changer de phase pour que la surface de discontinuité demeure horizontale et empêche toute augmentation de la poussée. Par contre, si ces discontinuités étaient de nature chimique, il est tout à fait clair que tout processus capable de les déplacer serait contré par une poussée équilibrante. Sur une période suffisamment courte, il appert que même une discontinuité de phase peut se comporter comme une discontinuité chimique. En effet, si la discontinuité de phase peut être assimilée à un système univariant, du moins en première approximation, sa vitesse de déplacement est déterminée par la conductivité thermique, et celle-ci est très faible. O'Connell (1976) et Mareschal et Gangi (1977) ont montré que si l'approximation d'un système univariant est correcte, il est possible de concilier les données sur le niveau marin relatif avec les données gravimétriques à l'air libre.

Cela dit, si on veut prévoir avec exactitude les anomalies gravimétriques à l'air libre, il faut introduire dans le modèle un autre paramètre qui ajoute à la complexité du problème : l'histoire détaillée de la glaciation et de la déglaciation. Si notre connaissance de l'histoire glaciaire présente des lacunes dans les régions où de grandes masses glaciaires s'étaient accumulées au Pléistocène, il existe une série importante de données qui imposent des limites aux variations temporelles du volume total des glaciers continentaux. Ces données sont les profils verticaux de $\delta^{18}O$ dans les carottes sédimentaires extraites des bassins océaniques profonds. Étant donné que ces carottes permettent d'obtenir un enregistrement stratigraphique autant pour les foraminifères planctoniques que benthiques, les profils verticaux de $\delta^{18}O$ peuvent aussi servir à dissocier approximativement les effets de la température de ceux du volume des glaciers (Shackleton, 1967). La chronologie des profils de $\delta^{18}O$ dans les carottes océaniques est établie à l'aide d'horizons repères dont l'âge est connu ; le plus souvent, il s'agit de la limite entre les zones magnétopolaires de Brunhes et de Matuyama, remontant environ à 730 ka.

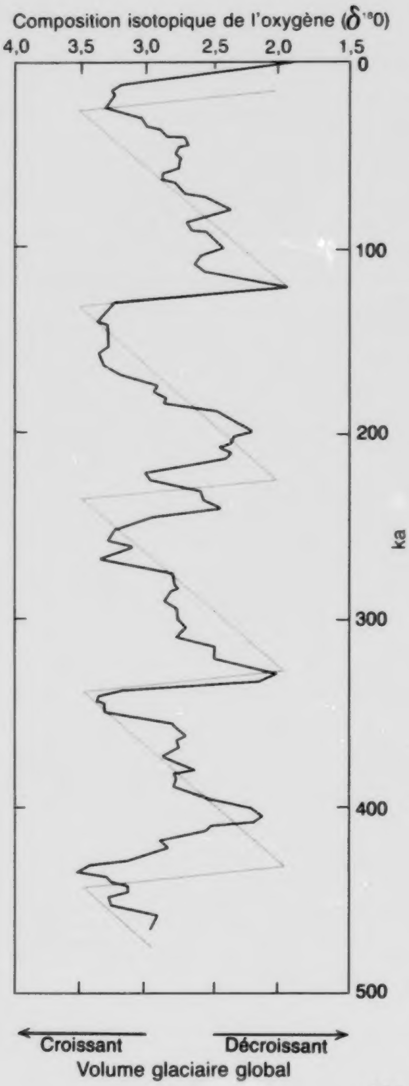


Figure 8-19. Courbe typique des variations de $\delta^{18}O$ observées dans les forages océaniques pour les 500 ka derniers (courbe noire). La courbe rouge superposée représente la fonction simplifiée (période de 100 ka) utilisée pour estimer le volume de glace aux fins de calcul des anomalies gravimétriques.

La figure 8-19 présente un de ces profils isotopiques auquel est superposé une simple fonction périodique en dents de scie, sa période étant de 100 ka. Les analyses spectrales de profils isotopiques (Hays et al., 1976) ont démontré que le cycle apparemment dominant de 100 ka rend compte en fait d'environ 60 % de la variabilité de l'enregistrement du $\delta^{18}O$.

Aux fins de calcul de l'anomalie gravimétrique à l'air libre qui devrait vraisemblablement exister de nos jours sur un site continental déglacé, il est présumé que la variabilité du volume global des glaciers représentée par la courbe de $\delta^{18}O$ est également représentative de l'histoire glaciaire locale qui y a contribué, du moins à l'échelle de 100 ka. Sous réserve de cette hypothèse concernant l'histoire glaciaire, il est possible de prévoir explicitement les valeurs de l'anomalie gravimétrique à l'air libre en fonction des autres paramètres du modèle, puis de comparer ces valeurs théoriques aux valeurs observées illustrées à la figure 8-18. Les deux graphiques de la figure 8-20 illustrent les prévisions du modèle, l'un pour le nord-est de l'Amérique du Nord, l'autre pour la Fennoscandie; la courbe représentée par un trait continu rend compte de l'effet total de la surcharge glacio-isostatique dans les limites fixées par les valeurs de $\delta^{18}O$. Les calculs ont été exécutés à l'aide d'approximations sur calotte sphérique des deux inlandsis, et les constantes de densité et de Lamé ont été présumées égales à celles du modèle sismique 1066B (Gilbert et Dziewonski, 1975). L'épaisseur de la lithosphère a été fixée à 120,7 km, et la viscosité du manteau supérieur à 10^{21}1 Pa.s. La seule variable était la viscosité du manteau inférieur, en fonction de laquelle ont été établies les prévisions des anomalies maximales à l'air libre présentées à la figure 8-18. Il faut savoir, cependant, que toute la variation de densité incluse dans le modèle 1066B a été traitée comme un système non adiabatique aux fins de ces calculs. Une fois cette assomption posée, les analyses indiquent que la viscosité du manteau inférieur se rapproche de 10^{21} Pa.s pour le manteau supérieur. Comme les modèles de ce type rendent compte des variations du niveau marin relatif observées dans la zone centrale de soulèvement, il semble qu'ils peuvent satisfaire à la fois à l'histoire du niveau marin relatif et aux observations gravimétriques à l'air libre.

Le paramètre physique le plus important, sans lequel les modèles ne sauraient réconcilier cette anomalie controversée depuis déjà longtemps, est la présence à l'intérieur du manteau d'une poussée interne associée à la forte variation de densité caractérisant toute la zone de transition. Ce fait est illustré par la figure 8-21 (tirée de Peltier, 1985b), qui présente les valeurs théoriques de l'anomalie gravimétrique maximale à l'air libre pour le nord-est de l'Amérique du Nord et la Fennoscandie. Cette modélisation tient compte de tous les effets des cycles glacio-isostatiques de 100 ka environ qui ont dominé le dernier million d'années. Du point de vue de la structure élastique de la Terre, cependant, ce modèle diffère considérablement du modèle 1066B (Gilbert et Dziewonski, 1975), du fait que nous avons assumé que cette composante était constituée d'un petit nombre d'enveloppes sphériques homogènes. À la figure 8-21, les courbes en tireté représentent des modèles dans

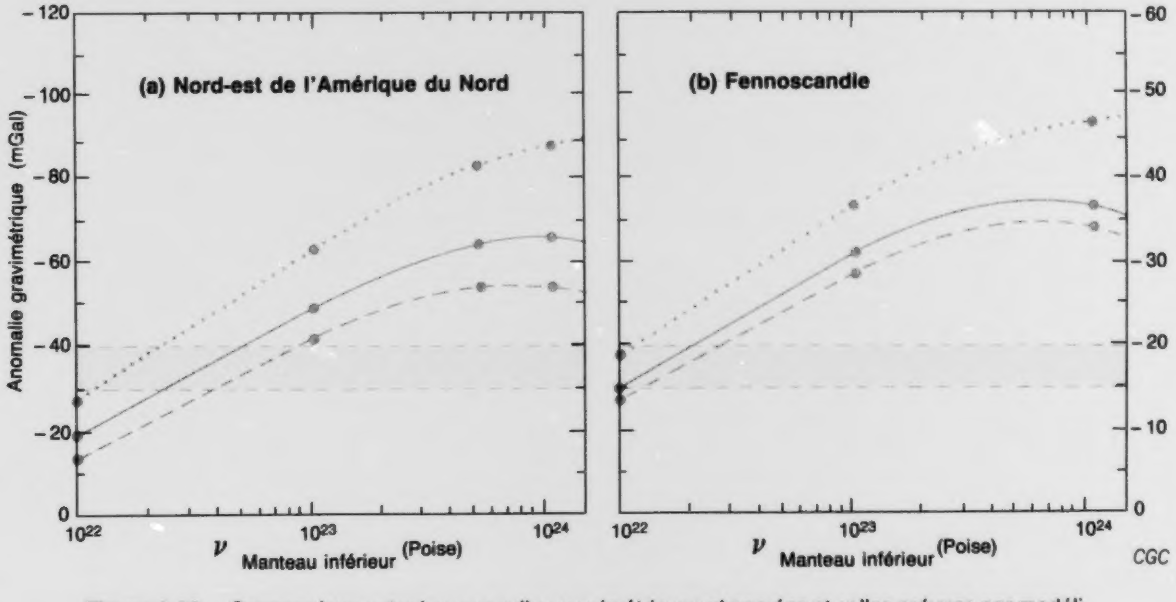


Figure 8-20. Comparaison entre les anomalies gravimétriques observées et celles prévues par modélisation pour différentes viscosités du manteau inférieur: a) dans le nord-est de l'Amérique du Nord et b) en Fennoscandie. Les zones en grisé représentent les valeurs maximales observées des anomalies gravimétriques à l'air libre. Les courbes en pointillé sont des prévisions fondées sur l'hypothèse d'un équilibre isostatique initial; les courbes en tireté tiennent compte du cycle de surcharge illustré à la figure 8-19, mais pour un inlandsis de rayon constant; les courbes continues tiennent compte en plus des variations du rayon de l'inlandsis selon les fluctuations du volume de glace et sont donc les plus proches de la réalité.

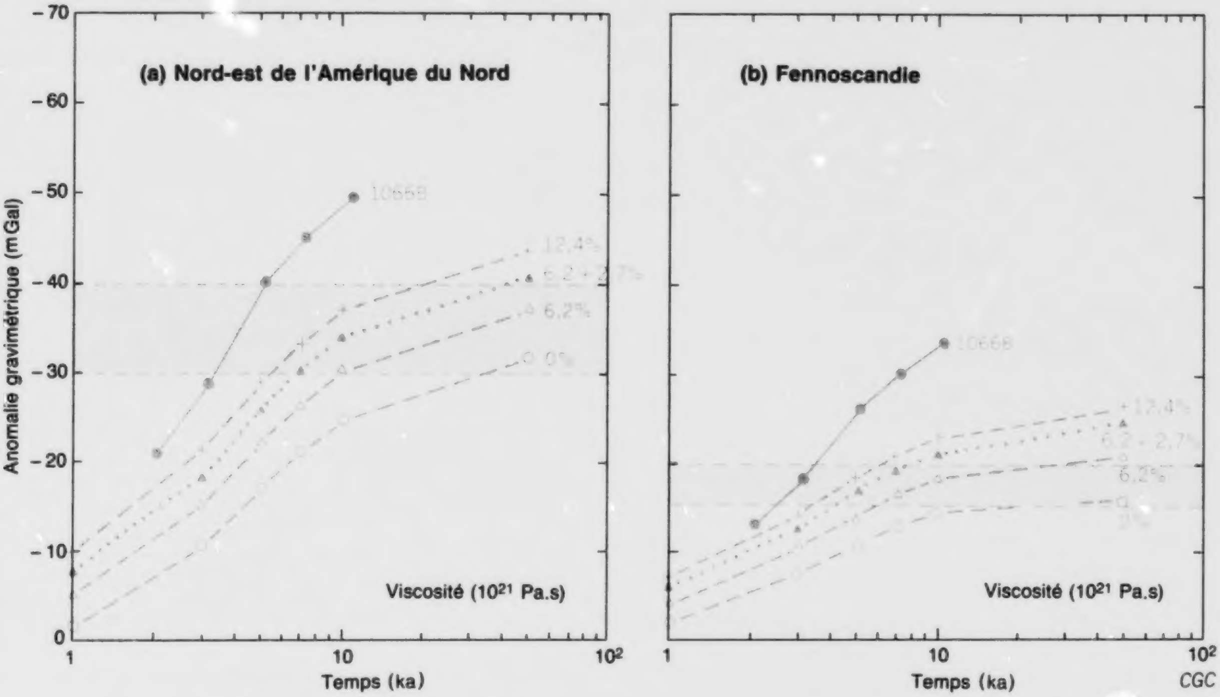


Figure 8-21. Comparaison des anomalies gravimétriques observées (en grisé) et modélisées pour un cycle glacio-isostatique de 100 ka: a) dans le nord-est de l'Amérique du Nord et b) en Fennoscandie. Les modèles à l'origine de ces prévisions gravimétriques ne diffèrent que par les valeurs attribuées à la poussée interne du manteau et sont décrits en détail dans le texte.

lesquels le manteau comporte une seule discontinuité (celle de 670 km), tandis que les courbes en pointillé correspondent à un modèle qui en comporte deux (celle de 670 km et celle de 420 km). Chaque courbe est accompagnée d'un pourcentage exprimant le contraste de densité de part et d'autre de la discontinuité. Ces résultats peuvent être comparés aux prévisions du modèle 1066B qui admet une structure entièrement non adiabatique et qui est représenté sur les graphiques par une courbe pleine. L'examen des résultats de ces calculs révèle que, pour le nord-est de l'Amérique du Nord comme pour la Fennoscandie, le modèle doit admettre la présence d'une certaine poussée interne pour concilier les valeurs observées de l'anomalie gravimétrique à l'air libre avec les données sur le niveau marin relatif; le modèle comporte donc un contraste modéré de la viscosité entre les manteaux supérieur et inférieur.

REMERCIEMENTS

John Andrews tient à remercier Jay Stravers et « Chip » Laymon, de l'Université du Colorado, de l'avoir aidé à réunir les tirés-à-part et autres données nécessaires, et Harvey Thorleifson, qui s'est chargé d'obtenir les marégrammes et d'exploiter cette source d'information. Les fonds pour les assistants de recherche proviennent en partie d'un contrat de la Commission géologique du Canada, et en partie des subventions de fonctionnement de la National Science Foundation. Les auteurs ont également tiré un grand profit de la lecture critique des chercheurs suivants: J. Adams, A.S. Dyke et B.R. Pelletier, de la Commission géologique du Canada, Ottawa; G. Quinlan, du département des sciences de la Terre, Université Memorial; W.H. Mathews, du département des sciences de la Terre, Université de la Colombie-Britannique; et J.B. Bird, du département de géographie, Université McGill.

BIBLIOGRAPHIE

Aharon, P.
1983: 140,000-yr isotope climatic record from raised coral reefs in New Guinea; Nature, v. 304, p. 720-723.

Andrews, J.T.
1966: Pattern of coastal uplift and deglacierization, west Baffin Island, N.W.T.; Geographical Bulletin, v. 8, p. 174-193.
1970: A geomorphological study of post-glacial uplift with particular reference to Arctic Canada; Institute of British Geographers, Special Publication 2, 156 p.
1973a: The Wisconsin Laurentide Ice Sheet: dispersal centers, problems of rates of retreat, and climatic implications; Arctic and Alpine Research, v. 5, p. 185-199.
1973b: Maps of the maximum postglacial marine limit and rebound for the former Laurentide Ice Sheet (The National Atlas of Canada); Arctic and Alpine Research, v. 5, p. 41-48.
1978: Sea level history of arctic coasts during the Upper Quaternary: dating, sedimentary sequences, and history; Progress in Physical Geography, v. 2, p. 375-407.
1980: Progress in relative sea level and ice sheet reconstructions, Baffin Island, N.W.T. for the last 125,000 years; in Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, N-A. Mörner (ed.); John Wiley and Sons, London, p. 175-200.
1982: On the reconstruction of Pleistocene ice sheets: A review; Quaternary Science Reviews, v. 1, p. 1-30.

1986: Methods in the reconstruction of sea levels in glaciated regions; in Manual of Sea Level Reconstructions, IGCP-61, Geo Abstracts, Norwich, United Kingdom.

1989: Quaternary geology of the northeastern Canadian Shield; in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Andrews, J.T. and Barnett, D.M.

1972: Analysis of strandline tilt direction in relation to ice centres and postglacial crustal deformation, Laurentide Ice Sheet; Geografiska Annaler, v. 54A, p. 1-11.

Andrews, J.T. and Miller, G.H.

1984: Quaternary glacial and nonglacial correlations in the eastern Canadian Arctic; in Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 101-116.

1985: Holocene sea level variations within Frobisher Bay; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay, and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London, p. 585-607.

Andrews, J.T. and Peltier, W.R.

1983: Glacial geology and glacial isostasy of the Hudson Bay region; in Shorelines and Isostasy, D.E. Smith and A.G. Dawson (ed.); Academic Press, London, p. 286-319.

Andrews, J.T. and Retherford, R.M.

1978: A reconnaissance survey of late Quaternary sea levels, Bella Bella/Bella Coola region, central British Columbia coast; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 341-350.

Andrews, J.T., Buckley, J.T., and England, J.H.

1970: Late-glacial chronology and glacio-isostatic recovery, Home Bay, east Baffin Island; Geological Society of America, Bulletin, v. 81, p. 1123-1148.

Andrews, J.T., Jull, A.J.T., Donahue, D.J., Short, S.K., and Osterman, L.E.

1985: Sedimentation rates in Baffin Island fiord cores from comparative radiocarbon dates; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1827-1834.

Andrews, J.T., Miller, G.H., Vincent, J-S., and Shilts, W.W.

1984: Quaternary correlations in Arctic Canada; in Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton, (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 127-136.

Andrews, J.T., Shilts, W.W., and Miller, G.H.

1983: Multiple deglaciations of the Hudson Bay Lowlands, Canada, since deposition of the Missinaibi (last-interglacial?) Formation; Quaternary Research, v. 19, p. 18-37.

Anundsen, K. and Fjeldskaar, W.

1983: Observed and theoretical Late Weichselian shore-level changes related to glacier oscillations at Yrkje, south-west Norway; in Late and Postglacial Oscillation of Glaciers: Glacial and Periglacial Forms, H. Schroeder-Lanz (ed.); A.A. Balkema, Rotterdam, p. 133-170.

Barnett, D.M.

1968: A re-examination and re-interpretation of tide-gauge data for Churchill, Manitoba; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 3, p. 77-88.

1970: An amendment and extension of tide gauge data analysis for Churchill, Manitoba; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 626-627.

Barnett, T.P.

1983: Recent changes in sea level and their possible causes; Climatic Change, v. 5, p. 15-38.

Bird, J.B.

1954: Postglacial marine submergence in central Arctic Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 65, p. 457-464.

1970: The final phase of the Pleistocene ice sheet north of Hudson Bay; Geographica Lodziensia, v. 24, p. 75-89.

Blake, W., Jr.

1970: Studies of glacial history in Arctic Canada. I. Pumice, radiocarbon dates, and differential postglacial uplift in the eastern Queen Elizabeth Islands; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 634-664.

1975: Radiocarbon age determinations and postglacial emergence at Cape Storm, southern Ellesmere Island; Geografiska Annaler, v. 62A, p. 1-71.

1976: Sea and land relations during the last 15 000 years in the Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 76-1B, p. 201-207.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

1980: Mid-Wisconsinan interstadial deposits beneath Holocene beaches, Cape Storm, Ellesmere Island, Arctic Canada (abstract); AMQUA 6th Biennial Meeting, Orono, Maine, Abstracts, p. 26-27.

1985: Radiocarbon dating with accelerator mass spectrometry, results from Ellesmere Island, District of Franklin; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 423-429.

Bloom, A.L.

1967: Pleistocene shorelines: a new test of isostasy; Geological Society of America, Bulletin, v. 78, p. 1477-1493.

Bloom, A.L. (compiler)

1977: Atlas of sea-level curves; International Geological Correlation Program Project 61, Sea level Project, IGCP Secretariat, Division of Earth Sciences, UNESCO, Paris, France.

Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J.M.A., Matthews, R.K., and Mesolella, K-J.

1974: Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: new $^{230}Th/^{234}U$-dates from Huon Peninsula, New Guinea; Quaternary Research, v. 4, p. 185-205.

Brigham, J.K.

1983: Stratigraphy, amino acid geochronology, and correlation of Quaternary sea-level and glacial events, Broughton Island, Arctic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 577-598.

Brookes, I.A.

1969: Late-glacial marine overlap in western Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1397-1404.

Brotchie, J.F. and Sylvester, R.

1969: On crustal flexure; Journal of Geophysical Research, v. 74, p. 5240-5252.

Bryson, R.A., Wendland, W.M., Ives, J.D., and Andrews, J.T.

1969: Radiocarbon isochrons on the disintegration of the Laurentide Ice Sheet; Arctic and Alpine Research, v. 1, p. 1-14.

Budd, W.F. and Smith, I.N.

1981: The growth and retreat of ice sheets in response to orbital radiation changes; in Sea Level, Ice and Climatic Change, I. Allison (ed.); International Association of Hydrological Sciences, Publication no. 131, p. 369-409.

Clague, J.J.

1975: Late Quaternary sea-level fluctuations, Pacific coast of Canada and adjacent areas; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 75-1C, p. 17-21.

1981: Late Quaternary geology and geochronology of British Columbia. Part 2: Summary and discussion of radiocarbon-dated Quaternary history; Geological Survey of Canada, Paper 80-35, 41 p.

1983: Glacio-isostatic effects of the Cordilleran ice sheet, British Columbia; in Shorelines and Isostasy, D.E. Smith and A.G. Dawson (ed.); Academic Press, London, p. 285-319.

1985: Deglaciation of the Prince Rupert-Kitimat area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 256-265.

Clague, J.J., Harper, J., Jr., Hebda, R.J., and Howes, D.E.

1982: Late Quaternary sea levels and crustal movements, coastal British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 597-618.

Clark, J.A.

1980: The reconstruction of the Laurentide Ice Sheet of North America from sea-level data: Method and preliminary results; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 4307-4323.

1982a: Glacial loading: a cause of natural fracturing and a control of the present stress in regions of high Devonian-shale gas production; Sandia National Laboratories, Albuquerque, New Mexico, SAND-81-2474C, 18 p.

Clark, J.A., Farrell, W.E., and Peltier, W.R.

1978: Global changes in postglacial sea level: a numerical calculation; Quaternary Research, v. 9, p. 265-287.

Clark, P.U.

1982b: Late Quaternary history of the Iron Strand region, Torngat Mountains, northernmost Labrador, Canada (abstract); in Program and Abstracts; American Quaternary Association, Seventh Biennial Conference, Seattle, p. 82.

1984: Glacial geology of the Kangalaksiorvik-Abloviak region, northern Labrador, Canada; unpublished PhD thesis, University of Colorado, Boulder, Colorado, 240 p.

Colvill, A.J.

1982: Glacial landforms at the head of Frobisher Bay, Baffin Island, Canada; unpublished MA thesis, University of Colorado, Boulder, Colorado, 202 p.

Daly, R.A.

1934: The Changing World of the Ice Age; Yale University Press, New Haven, 271 p.

De Geer, G.

1892: On Pleistocene changes of level in eastern North America; Boston Society of Natural History Proceedings, v. 25, p. 454-477.

Denton, G.H. and Hughes, T.J. (ed.)
1981: The Last Great Ice Sheets; John Wiley, New York, 484 p.
Dredge, L.A. and Cowan, W.R.
1989: Quaternary geology of the southwestern Canadian Shield; in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Dyke, A.S.
1974: Deglacial chronology and uplift history: northeastern sector, Laurentide Ice Sheet; Institute of Arctic and Alpine Research, Occasional Paper 12, 73 p.
1977: Quaternary geomorphology, glacial chronology, and climatic and sea- level history of southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, Northwest Territories, Canada; unpublished PhD thesis, University of Colorado, Boulder, Colorado, 185 p.
1979: Glacial and sea level history of the southwestern Cumberland Peninsula, Baffin Island, N.W.T., Canada; Arctic and Alpine Research, v. 11, p. 179-202.
1983: Quaternary geology of Somerset Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 404, 32 p.
1984: Quaternary geology of Boothia Peninsula and northern District of Keewatin, central Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Memoir 407, 26 p.
Dyke, A.S. and Dredge, L.A.
1989: Quaternary geology of the northwestern Canadian Shield; in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Dyke, A.S., Andrews, J.T., and Miller, G.H.
1982a: Quaternary geology of Cumberland Peninsula, Baffin Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 403, 32 p.
Dyke, A.S., Dredge, L.A., and Vincent, J-S.
1982b: Configuration of the Laurentide ice sheet during the Late Wisconsin maximum; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 5-14.
England, J.H.
1976: Late Quaternary glaciation of the eastern Queen Elizabeth Islands, N.W.T., Canada: Alternative models; Quaternary Research, v. 6, p. 185-203.
1983: Isostatic adjustments in a full glacial sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 895-917.
1985: The late Quaternary history of Hall Land, northwest Greenland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1394-1408.
England, J.H., Bradley, R.S., and Miller, G.H.
1978: Former ice shelves in the Canadian High Arctic; Journal of Glaciology, v. 20, p. 393-404.
England, J.H., Bradley, R.S., and Stuckenrath, R.
1981: Multiple glaciations and marine transgression, western Kennedy Channel, Northwest Territories, Canada; Boreas, v. 10, p. 71-90.
Fairchild, H.L.
1918: Postglacial uplift of northeastern America; Geological Society of America, Bulletin, v. 29, p. 187-234.
Farrand, W.R. and Gajda, R.T.
1962: Isobases on the Wisconsin marine limit; Geographical Bulletin, v. 17, p. 5-22.
Farrell, W.E. and Clark, J.A.
1976: On postglacial sea level; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 46, p. 647-667.
Fillon, R.H., Hardy, I.A., Wagner, F.J.E., Andrews, J.T., and Josenhans, H.W.
1981: Labrador shelf: shell and total organic matter — ^{14}C date discrepancies; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 81-1B, p. 105-111.
Fladmark, K.R.
1974: A paleoecological model for Northwest prehistory; unpublished PhD dissertation, University of Calgary, Calgary, Alberta.
1975: A paleoecological model for Northwest coast prehistory; National Museum of Man, Mercury series, Archeological Survey of Canada, Paper 43, 328 p.
Forbes, D.L.
1980: Late Quaternary sea level in the southern Beaufort Sea; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 75-87.
Fulton, R.J. and Walcott, R.I.
1975: Lithospheric flexture as shown by deformation of glacial lake shorelines in southern British Columbia; Geological Society of America, Memoir 142, p. 163-173.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Fulton, R.J. and Westgate, J.A.
1975: Tephrostratigraphy of Olympia Interglacial sediments in southcentral British Columbia, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 489-502.
Gilbert, F., and Dziewonski, A.M.
1975: An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A. Mathematical and Physical Sciences, v. 278, no. 1280, p. 187-269.
Gornitz, V., Lebedeff, S., and Hansen, J.
1982: Global sea level trend in the past century; Science, v. 215, no. 4540, p. 1611-1614.
Grant, D.R.
1970: Recent coastal submergence of the Maritime Provinces, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 676-689.
1972: Postglacial emergence of northern Newfoundland; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 72-1B, p. 100-107.
1975: Glacial style and the Quaternary stratigraphic record in the Atlantic Provinces, Canada; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 75-1B, p. 109.
1980: Quaternary sea-level change in Atlantic Canada as an indication of crustal delevelling; in Earth Rheology, Isostasy, and Eustasy, N-A. Mörner (ed.); John Wiley, New York, p. 201-214.
Gutenberg, B.
1941: Changes in sea level, postglacial uplift, and mobility of the earth's interior; Geological Society of America, Bulletin, v. 52, p. 721-772.
Haskell, N.A.
1936: The motion of a viscous fluid under a surface load; Physics (N.Y.), v. 7, p. 56-61.
1937: The viscosity of the asthenosphere; American Journal of Science, v. 33, p. 22-28.
Hays, J.D., Imbrie, J., and Shackleton, N.J.
1976: Variations in the earth's orbit: Pacemaker of the ice ages; Science, v. 194, p. 1121-1132.
Hill, P.R., Mudie, P.J., Moran, K., and Blasco, S.M.
1985: A sea level curve for the Canadian Beaufort shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1383-1393.
Hillaire-Marcel, C.
1979: Les mers post-glaciaires du Québec: quelques aspects; thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, vol. 1, 293 p., vol. 2, 249 p.
1980: Les faunes des mers post-glaciaires du Québec: quelques considérations paléoécologiques; Géographie physique et Quaternaire, vol. 34, p. 3-60.
Hillaire-Marcel, C. and Vincent, J-S.
1980: Holocene stratigraphy and sea level changes in southeastern Hudson Bay, Canada; Paleo-Quebec 11, Musée d'Archéologie, Université du Québec à Trois-Rivières, Trois-Rivières, 165 p.
Hodgson, D.A. (co-ordinator)
1989: Quaternary geology of the Queen Elizabeth Islands; in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Hoffman, J.S., Keyes, D., and Titus, J.G.
1983: Projecting future sea level rise; U.S. Environmental Protection Agency, EPA-230-09-007, 121 p.
Innes, M.J.S., Goodacre, A.K., Weston, A., and Weber, J.R.
1968: Gravity and isostasy in the Hudson Bay region; Publication of the Dominion Observatory, Ottawa, Part 5.
Ives, J.D.
1960: Former ice-dammed lakes and the deglaciation of the middle reaches of the George River, Labrador-Ungava; Geographical Bulletin, v. 14, p. 44-70.
Jardine, W.G.
1975: The determination of former sea levels in areas of large tidal range; in Quaternary Studies, Royal Society of New Zealand, Wellington, p. 163-168.
Jeanloz, R. and Thompson, A.B.
1983: Phase transitions and mantle discontinuities; Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 21, p. 51-74.
Jeffreys, H.
1972: Creep in the earth and planets; Tectonophysics, v. 13, p. 569-581.
Karrow, P.F. and Calkin, P.E. (editors)
1985: Quaternary evolution of the Great Lakes; Geological Association of Canada, Special Paper 30, 258 p.
Klein, J., Lerman, J.C., Damon, P.E., and Ralph, E.K.
1982: Calibration of radiocarbon dates; Radiocarbon, v. 24, p. 103-150.
Lauriol, B. and Gray, J.T.
1983: Un lac glaciaire dans la région du lac Minto - Nouveau-Québec; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 20, p. 1488-1492.

Litherland, A.E.
1980: Ultrasensitive mass spectrometry with accelerators; Annual Review of Nuclear and Particle Science, v. 30, p. 437-473.

Løken, O.H.
1962: The late glacial and postglacial emergence and deglaciation of northernmost Labrador; Geographical Bulletin, v. 17, p. 23-56.
1966: Baffin Island refugia older than 54 000 years; Science, v. 153, p. 1378-1380.

Lowdon, J.A.
1985: The Geological Survey of Canada radiocarbon dating laboratory; Geological Survey of Canada, Paper 84-24, 19 p.*

Mareschal, J-C. and Gangi, A.F.
1977: Equilibrium position of phase boundary under horizontally varying surface loads; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 49, p. 757-772.

Mathews, W.H., Fyles, J.G., and Nasmith, H.W.
1970: Postglacial crustal movements in southwestern British Columbia and adjacent Washington State; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 690-702.

Matthews, B.
1967: Late Quaternary land emergence in northern Ungava, Quebec; Arctic, v. 20, p. 176-201.

Matthews, R.K.
1973: Relative elevation of Late Pleistocene high sea level stands: Barbados uplift rates and their implications; Quaternary Research, v. 3, p. 147-153.

McDonald, B.C.
1969: Glacial and interglacial stratigraphy, Hudson Bay Lowland; in Earth Science Symposium on Hudson Bay, P.J. Hood (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 68-53, p. 78-99.
1971: Late Quaternary stratigraphy and deglaciation in eastern Canada; in The Late Cenozoic Glacial Ages, K.K. Turekian (ed.); New Haven, Yale University Press, p. 331-354.

Miller, G.H.
1985: Aminostratigraphy of Baffin Island shell-bearing deposits; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay, and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London.

Miller, G.H. and Dyke, A.S.
1974: Proposed extent of late Wisconsin Laurentide ice on eastern Baffin Island; Geology, v. 2, p. 125-130.

Miller, G.H., Andrews, J.T., and Short, S.K.
1977: The last interglacial-glacial cycle, Clyde Foreland, Baffin Island, N.W.T.: stratigraphy, biostratigraphy and chronology; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2824-2857.

Mode, W.N., Nelson, A.R., and Brigham, J.K.
1983: Sedimentologic evidence for Quaternary glaciomarine cyclic sedimentation along eastern Baffin Island, Canada; in Glacial-marine Sedimentation, B.F. Molnia (ed.); Plenum Press, New York, p. 495-534.

Mörner, N-A.
1980: The Fennoscandian Uplift: Geological data and their geodynamical implication; in Earth Rheology, Isostasy and Eustasy, N-A. Mörner (ed.); Wiley and Sons, London, p. 251-284.

Mudie, P.A. and Guilbault, J-P.
1982: Ecostratigraphic and paleomagnetic studies of Late Quaternary sediments on the northeast Newfoundland shelf; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 107-116.

National Research Council
1984: Environment of West Antarctica: potential CO_2-induced changes; Report of a Workshop, National Academy Press, Washington, D.C., 236 p.

Nelson, A.R.
1978: Quaternary glacial and marine stratigraphy of the Qivitu Peninsula, northern Cumberland Peninsula, Baffin Island, Canada; unpublished PhD dissertation, University of Colorado, Boulder, Colorado, 215 p.
1981: Quaternary glacial and marine stratigraphy of the Qivitu Peninsula, northern Cumberland Peninsula, Baffin Island; Geological Society of America, Bulletin, v. 92, Part I, p. 512-518, Part II, p. 1143-1281.

O'Connell, R.J.
1976: The effects of mantle phase changes on postglacial rebound; Journal of Geophysical Research, v. 81, p. 971-974.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Paterson, W.S.B.
1972: Laurentide Ice Sheet: estimated volumes during the late Wisconsin; Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 10, p. 885-917.

Peltier, W.R.
1974: The impulse response of a Maxwell Earth; Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 12, p. 649-669.
1976: Glacial isostatic adjustments-II: The inverse problem; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 46, p. 669-706.
1980: Mantle convection and viscosity; in Physics of the Earth's Interior, A.M. Dziewonski and E. Boschi (ed.); North Holland, Amsterdam, p. 362-431.
1981: Ice age geodynamics; Annual Review of Earth and Planetary Science, v. 9, p. 199-225.
1982: Dynamics of the ice age earth; Advances in Geophysics, v. 24, p. 1-146.
1984: The thickness of the continental lithosphere; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 11303-11306.
1985a: Mantle convection and viscoelasticity; Annual Review of Fluid Mechanics, v. 17, p. 561-608.
1985b: The LAGEOS constraint on deep mantle viscosity: results from a new normal mode method for the inversion of viscoelastic relaxation data; Journal of Geophysical Research, v. 90.

Peltier, W.R. and Andrews, J.T.
1976: Glacial-isostatic adjustment-I. The forward problem; Geophysical Journal of the Royal Atronomical Society, v. 46, p. 605-646.
1983: Glacial geology and glacial isostasy of the Hudson Bay region; in Shorelines and Isostasy, D.I. Smith (ed.); Institute of British Geographers, London, p. 285-319.

Peltier, W.R. and Wu, P.
1982: Mantle phase transitions and the free air gravity anomalies over Fennoscandia and Laurentia; Geophysical Research Letters, v. 9, p. 731-734.

Peltier, W.R., Farrell, W.E., and Clark, J.A.
1978: Glacial isostasy and relative sea level: a global finite element model; Tectonophysics, v. 50, p. 81-110.

Prest, V.K.
1969: Retreat of Wisconsin and Recent ice in North America; Geological Survey of Canada, Map 1257A, scale 1:5 000 000.
1970: Quaternary geology in Canada; in Geology and Economic Minerals in Canada, R.J. Douglas (ed.); 5th Edition, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Canada, p. 676-764.*
1984: The Late Wisconsinan glacier complex; in Quaternary Stratigraphy of Canada — A Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 21-36, Map 1584A.

Prest, V.K., Grant, D.R., and Rampton, V.N.
1968: Glacial Map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1253A, scale 1:5 000 000.*

Quinlan, G.
1981: Numerical models of postglacial relative sea level change in Atlantic Canada and the eastern Canadian Arctic; unpublished PhD thesis, Department of Oceanography, Dalhousie University, Halifax, Nova Scotia, 499 p.
1984: Postglacial rebound and the focal mechanisms of eastern Canadian earthquakes; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1018-1023.
1985: A numerical model of postglacial relative sea level change near Baffin Island; in Quaternary Environments: Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay, and West Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, London.

Quinlan, G. and Beaumont, C.
1981: A comparison of observed and theoretical postglacial relative sea level in Atlantic Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1146-1163.
1982: The deglaciation of Atlantic Canada as reconstructed from the postglacial relative sea-level record; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2232-2248.

Radok, U., Barry, R.G., Jenssen, D., Keen, R.A., Kiladis, G.N., and McInnes, B.
1982: Climatic and physical characteristics of the Greenland Ice Sheet; Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences, University of Colorado, Boulder, Colorado, 193 p.

Richards, H.G.
1970: Annotated bibliography of Quaternary shorelines. Supplement 1965-1969; Academy of Natural Sciences, Special Publication 10, Philadelphia, Pennsylvania, 240 p.
1974: Annotated bibliography of Quaternary shorelines. Second supplement 1970-1973; Academy of Natural Sciences, Special Publication 11, Philadelphia, Pennsylvania, 214 p.

Richards, H.G. and Fairbridge, R.W.
1965: Annotated bibliography of Quaternary shorelines (1945-1964); Academy of Natural Sciences, Special Publication 6, Philadelphia, Pennsylvania, 280 p.
Richards, H.G. and Shapiro, E.A.
1979: Annotated bibliography of Quaternary shorelines. Third supplement 1974-1977; GeoAbstacts, Bibliography No. 5, GeoAbstracts Ltd., Norwich, UK, 245 p.
Riddihough, R.P.
1982: Contemporary movements and tectonics on Canada's west coast: a discussion; Tectonophysics, v. 86, p. 319-341.
Scott, D.B. and Greenberg, D.A.
1983: Relative sea-level rise and tidal development in the Fundy tidal system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1554-1564.
Shackleton, N.J.
1967: Oxygen isotope analyses and Pleistocene temperatures re-addressed; Nature, v. 215, p. 15-17.
Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D.
1973: Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 year scale; Quaternary Research, v. 3, p. 35-55.
Shilts, W.W.
1980: Flow pattern in the central North American ice sheet; Nature, v. 286, no. 5770, p. 213-218.
1982: Quaternary evolution of the Hudson/James Bay Region; Naturaliste Canadien, v. 109, p. 309-332.
Short, S.K.
1981: Radiocarbon date list 1, Labrador and northern Quebec, Canada; Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Occasional Paper 36, 33 p.
Sim, V.W.
1960: Maximum postglacial marine submergence in northern Melville Peninsula; Arctic, v. 13, p. 178.
Skinner, R.G.
1973: Quaternary stratigraphy of the Moose River Basin, Ontario; Geological Survey of Canada, Bulletin 225, 77 p.
Smith, I.N.
1984: Numerical modelling of ice masses; unpublished PhD thesis, Meteorology Department, University of Melbourne, Melbourne, Australia.
Szabo, B.J., Miller, G.H., Andrews, J.T., and Stuiver, M.
1981: Comparison of uranium-series, radiocarbon and amino acid data from marine molluscs, Baffin Island, Arctic Canada; Geology, v. 9, p. 451-457.
Teller, J.T. and Clayton L. (ed.)
1983: Glacial Lake Agassiz; Geological Association of Canada, Special Paper 26, 451 p.
Thorson, R.M.
1981: Isostatic effects of the last glaciation in the Puget Lowland, Washington; United States Geological Survey, Open File Report 81-370, 100 p.
Vaníček, P.
1976: Pattern of recent vertical crustal movements in Maritime Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 661-667.
Vaníček, P. and Nagy, D.
1980: The map of contemporary vertical crustal movement in Canada; EOS, v. 61, p. 145-147.
Velleman, P.F. and Hoaglin, D.C.
1981: Applications, basis, and computing of exploratory data analysis; Duxbury Press, Boston, Massachussets, 354 p.
Vincent, J-S.
1982: The Quaternary history of Banks Island, N.W.T., Canada; Géographie physique et Quaternaire, v. 36, p. 109-232.
Vincent, J-S. and Hardy, L.
1979: The evolution of glacial lakes Barlow and Ojibway, Quebec and Ontario; Geological Survey of Canada, Bulletin 316, 18 p.
Walcott, R.I.
1970: Isostatic response to loading of the crust in Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 716-726.
1972: Late Quaternary vertical movements in eastern North America; Reviews of Geophysical and Space Physics, v. 10, p. 849-884.
Washburn, A.L. and Stuiver, M.
1985: Radiocarbon dates from Cornwallis Island area, Arctic Canada — an interim report; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 630-636.
Wigen, S.O. and Stephenson, F.E.
1980: Mean sea level on the Canadian West Coast; in Proceedings 2nd International Symposium on problems related to the definition of North American vertical geodetic networks; Canadian Institute of Surveying, Ottawa, Ontario, p. 105-124.
Wu, P. and Peltier, W.R.
1983: Glacial isostatic adjustment and the free air gravity anomaly as a constraint on deep mantle viscosity; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 74, p. 377-450.

Adresse des auteurs

J.T. Andrews
Department of Geological Sciences and INSTAAR
University of Colorado
Boulder, Colorado 80309

W.R. Peltier
Department of Physics
University of Toronto
Toronto, Ontario
M5S 1A1

Imprimé au Canada

Chapitre 9

PROCESSUS GÉOMORPHOLOGIQUES AU CANADA

Sommaire

Introduction — *J.A. Heginbottom*

Le climat canadien — *M.W. Smith*

La physiographie du Canada et ses effets sur les processus géomorphologiques — *H.O. Slaymaker*

Processus de versants — *M.A. Carson et M.J. Bovis*

Processus fluviaux — *T.J. Day*

Processus périglaciaires — *H.M. French*

Autres processus géomorphologiques

- Réaction géomorphologique à la géodynamique interne —*S.G. Evans*
- Géomorphologie des lacs — *R.A. Klassen*
- Processus de dissolution — *D.C. Ford*
- Processus éoliens — *P.P. David*
- Action érosive des animaux — *P.A. Egginton*

Action géologique de l'homme — *K. Hewitt*

Remerciements

Bibliographie

Glissements rétrogressifs de fonte dans un terrain à noyau de glace massive près de la pointe Peninsula, au sud-ouest de Tuktoyaktuk, Territoires du Nord-Ouest. Les traces d'anciens glissements stabilisés sont visibles derrière le glissement actif. Photo de J.A. Heginbottom. 204375-S.

Chapitre 9

PROCESSUS GÉOMORPHOLOGIQUES AU CANADA

J.A. Heginbottom
Coordonnateur

SOMMAIRE

Le Canada est un vaste pays nordique aux multiples paysages. La plupart des processus géomorphologiques sont dominés par les caractères particuliers de son climat nordique: très fortes variations saisonnières des températures, abondantes chutes de neige, couverture nivale durant plusieurs mois, gel intense, pergélisol très répandu, régime hydrologique comportant d'importantes crues printanières, de nombreuses inondations et un fort surplus d'énergie disponible pour l'érosion et le transport des sédiments.

Le climat varie en fonction de la latitude et de la distance des océans; l'imposante barrière nord-sud que représente la Cordillère contrôle la circulation des masses d'air traversant le pays et influence ainsi le climat à l'échelle régionale. Le climat a une saisonnalité très marquée, et il a subi des changements considérables à l'échelle des temps géologiques. De plus, de récentes influences anthropiques sur le climat pourraient bien avoir des conséquences morphogénétiques.

L'histoire géologique et les processus géomorphologiques exercent un contrôle local et régional sur le paysage. Par contre, à l'échelle continentale, ce sont la structure géologique et la lithologie qui exercent un rôle plus significatif. Associés à la géologie; le relief, la présence de pergélisol et la nature du sol et du couvert végétal confèrent à la physiographie du Canada ses principales caractéristiques, et forment le cadre du paysage canadien.

Les principaux processus géomorphologiques actifs au Canada sont les processus de versants, les processus fluviaux et les processus périglaciaires.

Étant donné que la surface terrestre du Canada est généralement jeune, elle n'a pas encore atteint un stade de stabilité permanente et est donc sujette à des ruptures de masse. Les processus qui s'exercent sur les versants à toutes les échelles comptent parmi les principaux agents morphogénétiques. Vu la diversité des contextes topographiques, géologiques, climatiques et pédologiques à la grandeur du Canada, plusieurs types de glissements de terrain s'y produisent. Même à l'intérieur d'une région donnée, divers types de glissements de terrain peuvent survenir. Ainsi, dans les roches cristallines et sédimentaires résistantes, des éboulements, des glissements plans et des avalanches de pierres sont susceptibles de se produire. Dans les argiles et les shales faiblement lithifiés, les ruptures comprennent généralement des glissements rotationnels à rupture profonde, des glissements rétrogressifs et des coulées boueuses. Dans le régolite non consolidé, les ruptures peuvent être des glissements plans peu profonds ou des coulées de débris. Les pentes pergélisolées en dégel sont caractérisées par des formes particulières de ruptures de versants. Il y a aussi des processus plus lents, comme la reptation et l'érosion du sol et, localement, l'érosion éolienne et souterraine.

À cause de la diversité climatique et physiographique du Canada, les régimes hydrologiques varient régionalement. Ces différences de régimes entraînent des variations de transport et d'accumulation des sédiments fluviatiles, de l'intensité de l'érosion fluviale, de la morphologie et des processus fluviaux. Il y a également des variations à long terme du transport sédimentaire fluvial qui sont liées à l'évolution du paysage postglaciaire et, plus récemment, aux changements climatiques et à des facteurs anthropiques.

Étant donné que les processus glaciaires actifs sont extrêmement localisés au Canada, ce sont des processus non glaciaires ou périglaciaires qui dominent dans les régions froides. Ces processus sont liés à l'action intense du gel, souvent combinée à la présence de pergélisol. Ainsi, plus de la moitié du territoire canadien est actuellement soumis à des conditions périglaciaires; les principaux processus y sont le gel et le dégel du sol, associés généralement au soulèvement gélival et à la ségrégation de la glace et, en particulier dans les régions pergélisolées, au tassement provoqué par le dégel. La glace de sol est une composante majeure du sol dans les régions pergélisolées et son rôle morphogénétique est significatif régionalement et localement. L'action du gel entraîne la formation de divers types de sols structurés et contrôle les processus d'altération cryogéniques.

D'autres processus géomorphologiques actuels sont moins importants du point de vue de leur ampleur, de leur intensité ou de leurs conséquences. Il s'agit notamment des processus endogènes, par exemple le mouvement vertical de la croûte terrestre, et les processus liés aux séismes et au volcanisme. Dans plusieurs régions du Canada, les lacs sont nombreux et très vastes; leur forme dépend de l'histoire glaciaire et géologique, du climat et de la physiographie. Les processus de dissolution sont répandus, mais ils se limitent aux terrains calcaires et, localement, aux dépôts de sel et de gypse. De même, les conséquences des processus éoliens n'ont qu'une importance locale, bien qu'elles soient observables un peu partout; le vent exerçait une action plus vigoureuse au début du postglaciaire. Les animaux peuvent

Heginbottom, J.A. (coordonnateur)
1989: Processus géomorphologiques au Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 9, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

également jouer, directement ou indirectement, un rôle d'agent d'érosion et, moins souvent mais peut-être de manière plus visible, un rôle d'agent d'accumulation; leur importance est fréquemment sous-estimée.

Le rôle qu'exercent les activités humaines sur le paysage et sur la morphogenèse actuelle est également sous-estimé. En effet, les sociétés créent leurs propres paysages artificiels: urbains, agricoles, forestiers et miniers. Elles modifient, contrôlent ou favorisent les processus naturels d'érosion et entraînent la formation de nouveaux cycles géologiques artificiels majeurs et, actuellement, d'un régime géologique anthropogénétique. Les facteurs anthropiques les plus importants, par ordre décroissant de superficie affectée, sont l'exploitation forestière, l'agriculture et les effets des diverses pratiques agricoles. L'exploitation minière, surtout l'extraction de matériaux de construction, et le milieu bâti, bien qu'affectant des superficies moindres, ont des effets plus apparents. À beaucoup d'endroits, ces processus artificiels et modifiés se combinent, entraînant des changements encore plus intenses et plus rapides. Globalement, les effets de l'activité humaine constituent maintenant une composante majeure de l'environnement géologique.

INTRODUCTION

J.A. Heginbottom

Par sa superficie, le Canada est le deuxième pays au monde, après l'URSS. C'est un pays aux multiples paysages, allant des prairies aux déserts polaires et des estrans vaseux aux hautes montagnes. Ces paysages sont le reflet d'interactions entre les processus géologiques endogènes ou internes, notamment le volcanisme ou la tectonique, et des processus géomorphologiques exogènes ou externes. Les processus endogènes contribuent à l'édification des montagnes et aux soulèvements généraux de la surface terrestre. Les processus exogènes sont ceux qui usent, érodent et sculptent la surface terrestre pour produire les divers paysages actuels. Ces processus externes, tels qu'ils se manifestent actuellement au Canada, font l'objet du présent chapitre.

Aucun des divers processus géomorphologiques que nous décrirons n'est unique au Canada; en effet, des processus similaires s'exercent dans d'autres pays nordiques, notamment en Scandinavie, en Alaska et en URSS. La diversité et la combinaison des processus géomorphologiques actifs au Canada sont essentiellement reliés à la nordicité du pays, donc aux caractères particuliers des climats nordiques (Hare, 1980). Entres autres particularités, les climats nordiques comportent de très forts écarts thermiques saisonniers et journaliers qui, entraînent une action intense du gel et, dans la partie septentrionale du pays, le maintien d'un pergélisol continu. De plus, le climat généralement humide, avec ses hivers froids et neigeux et ses étés orageux, produit des régimes hydrologiques particuliers, où une énergie considérable est disponible pour l'érosion et le transport des sédiments.

Heginbottom, J.A.
1989: Introduction. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 9, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Processus géomorphologiques

Comme les processus qui agissent sur la surface terrestre sont contrôlés par plusieurs facteurs, que nous avons évoqués plus haut, il existe d'importantes variations quant à la fréquence temporelle et spatiale de ces processus, leur efficacité à éroder ou modifier la surface terrestre et leur importance aux yeux de l'homme. L'importance qu'une société accorde à la géomorphologie est aussi étroitement liée à son degré de développement social et technologique.

Certains processus géomorphologiques agissent en permanence ou presque dans le temps et, dans les limites d'une région, dans l'espace. Ce sont par exemple l'érosion fluviale, le transport des sédiments ou la solifluxion. Plus fréquemment, ces processus sont intermittents dans le temps et dans l'espace. Ainsi, l'action du gel est un processus diurne ou saisonnier, certains types d'érosion fluviale sont liés aux crues, et le ruissellement en nappe sur les versants peut ne durer que le temps d'un orage. Ces processus sont discontinus dans le temps. D'autres processus sont discontinus dans l'espace, par exemple le creusement de galeries par les animaux fouisseurs, la déflation éolienne ou la croissance de coins de glace.

Pour nombre de processus, il existe un rapport direct entre la fréquence du processus et l'amplitude de l'événement. Ce rapport est surtout connu dans le cas des crues, où la période de récurrence d'une crue d'amplitude donnée peut être prévue avec passablement de précision, pourvu qu'il existe des données sur les niveaux de crue pour une période suffisamment longue. Des rapports semblables peuvent être établis dans le cas d'autres processus intermittents, notamment les glissements de terrain, les éboulements et les séismes. Pour les humains, les événements les plus importants et les moins fréquents sont ceux qui sont les plus susceptibles de menacer directement la vie et de causer des dommages matériels considérables. Les risques de catastrophes naturelles, notamment les grands éboulements et la rupture de barrages naturels, font l'objet du chapitre 12 (Jackson, 1989).

Comme il est possible de constater dans tout ce volume, les glaciations et déglaciations répétées qu'a connues le Canada ont eu un effet profond et très manifeste sur le paysage, même dans les régions qui n'ont pas été englacées. La dernière déglaciation s'est produite entre 18 et 6 ka environ (Prest, 1969). Durant la déglaciation, et immédiatement après, toutes les régions du pays ont connu une période d'activité géomorphologique intense; la surface dénudée, nouvellement exposée, a été soumise à l'action d'à peu près tous les processus géomorphologiques. Ce concept du « paraglaciaire » (Church et Ryder, 1972) a été mis de l'avant par Ryder (1971a,b) pour la formation de cônes alluviaux dans le centre sud de la Colombie-Britannique, et par Jackson et al. (1982) pour les sédiments des terrasses de la rivière Bow en Alberta. Les conditions particulières de cette période de transition où, de glaciaires qu'ils étaient, les processus dominants sont devenus essentiellement fluviaux, sont effectivement uniques et, à ce titre, se situent à l'autre extrémité de la gamme des fréquences de l'activité de processus géomorphologiques.

Des descriptions du climat et de la physiographie du Canada, en relation avec les processus géomorphologiques, suivent la présente introduction. Viennent ensuite trois sections traitant des principales séries de processus géomorphologiques actifs au Canada: les processus de ver-

sants, les processus fluviaux et les processus périglaciaires. Ces sections sont suivies de courtes discussions sur cinq groupes de processus qui ont une importance secondaire du point de vue de l'ampleur ou de la rapidité de leurs effets, de leur extension géographique ou de l'étendue de nos connaissances à leur sujet. Une section portant sur l'impact des activités humaines sur les processus géomorphologiques complète le chapitre.

La physiographie du Canada est décrite ici dans un sens très large (Bowman, 1911), de façon à tenir compte de la végétation et du sol. Ailleurs dans le présent volume, l'expression «physiographie» est utilisée dans un sens plus restreint, ne tenant compte que du modelé de la surface terrestre.

Dans plusieurs sections du chapitre, beaucoup d'exemples présentés et de références citées proviennent de l'Ouest canadien, surtout de la région de la Cordillère. La Cordillère canadienne constitue en effet un milieu géologique jeune et actif où les processus volcaniques et tectoniques de l'orogenèse se manifestent encore. Il s'agit aussi d'une région importante pour des raisons économiques, puisqu'elle comprend de grandes industries et qu'elle relie par d'importantes voies de transport le reste du Canada à la côte du Pacifique. C'est pourquoi des efforts particuliers ont été faits, et continuent de l'être, pour mieux comprendre les processus géologiques et géomorphologiques qui agissent dans cette région et en évaluer l'importance pour l'homme. Cette question est traitée en détail au chapitre 12 (Jackson, 1989).

Une des principales séries de processus géomorphologiques a été délibérément omise; il s'agit de tous les aspects des processus côtiers et riverains, ceux-ci étant présentés dans le volume sur la *Géologie de la marge continentale au large de la côte est canadienne* (Keen et Williams, 1989). Les processus glaciaires actuels sont également exclus, ainsi que les processus reliés à la croissance et la décroissance des inlandsis et à l'érosion et la sédimentation qui leur sont associées. La plupart de ces questions sont abordées dans les six premiers chapitres du présent volume.

LE CLIMAT CANADIEN

M.W. Smith

La majeure partie du territoire canadien est balayée par les vents d'ouest des moyennes latitudes. Les climats à ces latitudes sont caractérisés par leur variabilité et l'existence d'une véritable saison froide, dont la rigueur augmente d'ailleurs généralement de la côte vers l'intérieur avec l'éloignement des influences maritimes. Les climats canadiens sont étonnamment froids, compte tenu de la latitude. En effet, bien que les températures d'été soient conformes à la latitude, les hivers sont particulièrement rigoureux et longs. Ainsi, la température moyenne de juillet et d'août est sensiblement la même à Ottawa qu'à Bordeaux (20,0 °C et 19,6 °C respectivement) tandis qu'en janvier, la température moyenne est de 16,1 °C plus froide à Ottawa (−10,9 °C) qu'à Bordeaux (5,2 °C). Pourtant ces deux villes sont à peu près à la même latitude (45°N). En fait, les hivers sont même plus froids à Ottawa qu'à Leningrad, ville pourtant située à 60°N. À Winnipeg et Paris, deux villes situées presque à la même latitude, la durée moyenne de la période sans gel est respectivement de 118 jours et de plus de 200 jours.

Smith, M.W.
1989: Le climat canadien. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 9, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

La présente section décrit brièvement les principaux facteurs responsables de ces conditions climatiques uniques. Pour obtenir une description plus complète du climat canadien, le lecteur se reportera à Bryson et Hare (1974) et Hare et Thomas (1979).

Effets de la physiographie

Le climat canadien est anormalement froid à cause d'effets physiographiques sur la circulation des masses d'air. Pensons seulement à l'imposante barrière nord-sud que représente la Cordillère dans l'Ouest et aux vastes plaines à relief adouci plus à l'est (voir Bryson et Hare, 1974; ce chapitre, Slaymaker, 1989). Ainsi, les chaînes montagneuses de l'ouest représentent un obstacle important à la circulation des vents d'ouest et restreignent les influences maritimes à une étroite bande côtière. À l'est de la Cordillère, le cycle annuel des températures n'est pas tempéré par des masses d'air océanique, de sorte que ces régions sont soumises à des conditions continentales extrêmes. La physiographie a également un effet marqué sur les précipitations, qui, au lieu d'être largement distribuées dans les plaines à l'est, arrosent abondamment les montagnes côtières de l'ouest, tandis que les provinces des Prairies et même certains bassins intérieurs de la Cordillère sont secs. C'est ainsi que le plus vaste océan du monde a peu d'effets directs sur le climat de la majeure partie du Canada.

Au contraire, les plaines situées à l'est de la Cordillère sont balayées par les grands flux méridiens d'air arctique et tropical. Ici, le régime climatique est dominé par de fréquentes invasions d'air arctique très froid en hiver, et d'air tropical chaud et souvent humide en été. Ces incursions accentuent la saisonnalité marquée et sont la cause des nombreuses tempêtes cycloniques et de la variabilité qui caractérisent la région située à l'est des Rocheuses.

La Cordillère a également une influence sur la rigueur de l'hiver dans l'est et le centre du pays, mais cette influence s'exerce autrement. En effet, la présence de ces montagnes entraîne la formation d'une inflexion permanente des vents d'ouest en altitude, qui sont déviés vers le nord lorsqu'ils atteignent la côte du Pacifique, puis redescendent vers le sud en balayant la région des Grands Lacs et l'est du Canada. Cette configuration est particulièrement fréquente en hiver, lorsqu'elle apporte des masses d'air arctique sur le centre et l'est du pays. Ainsi, à l'est des Rocheuses, alors que les températures d'été sont normales pour ces latitudes, l'hiver est particulièrement intense et prolongé, et donne au climat une continentalité très marquée.

La côte est jouit d'un climat continental modifié, marqué par de fréquentes incursions d'air maritime atlantique doux associé aux cyclones des moyennes latitudes. L'amplitude thermique annuelle est ainsi amoindrie, et les précipitations sont réparties plus régulièrement sur toute l'année. De plus, à l'est, les Grands Lacs ont une influence marquée sur le climat régional. Par exemple, lorsque l'air

Tableau 9-1. Statistiques climatiques pour des stations choisies.

Station	Latitude (N)	Longitude (W)	Température moyenne annuelle (°C)	DJC[1]	Période sans gel (jours)	DJG[2]	Couverture nivale (jours)	Précipitations totales annuelles (mm)
Vancouver	49°11'	123°10'	9,8	2019	212	45	7	1068
Edmonton	53°34'	113°31'	2,8	1516	127	1501	117	447
Saskatoon	52°10'	106°41'	1,6	1618	110	1977	128	353
Winnipeg	49°54'	97°14'	2,3	1791	118	1903	122	535
Toronto	43°40'	79°24'	8,9	2434	192	438	59	790
Toronto/Malton	43°41'	79°38'	7,5	2185	148	616	70	752
Ottawa	45°19'	75°40'	5,8	2069	137	1040	117	851
Montréal	45°30'	73°35'	7,2	2301	183	814	117	999
Montréal/Dorval	45°20'	73°45'	6,5	2165	154	933	114	941
Québec	46°48'	71°23'	4,4	1729	132	1153	140	1089
Halifax	44°38'	63°30'	6,8	1708	183	422	63	1381
Churchill	58°45'	94°04'	-7,3	688	81	3791	213	397
Baker Lake	64°18'	96°00'	-12,3	326	61	5206		213
Resolute	74°43'	94°59'	-16,4	36	9	6238	283	136

[1]DJC : Degrés-jours de croissance (température de référence : +6°C)
[2]DJG : Degrés-jours de gel (température de référence : 0°C)

Source : Hare et Thomas (1979)

est froid et que les lacs ne sont pas gelés, les nappes d'eau plus chaude réchauffent et humidifient l'air froid, entraînant la formation de zones locales de précipitations le long des rives abritées du vent. En été, l'eau des lacs demeure relativement froide et modère quelque peu la chaleur qui règne sur l'intérieur du continent.

Température

En allant vers le nord, les influences modératrices disparaissent même en été, et le climat n'est jamais vraiment chaud. C'est le pays de la forêt boréale, de la toundra dénudée et du pergélisol; là, les processus physiques se déroulent au ralenti. Le déficit net du rayonnement persiste durant la longue nuit de l'hiver arctique et entraîne la formation de masses d'air extrêmement froid. Les températures journalières moyennes sont inférieures à −30 °C durant trois à cinq mois dans tout l'archipel arctique, figé dans la banquise. Les incursions d'air arctique ont tendance à dominer le climat hivernal du centre et de l'est du pays, et leur influence s'étend parfois jusqu'en Floride. Au cours de l'été arctique, l'énergie thermique est consommée par la fonte de la neige et de la glace, de sorte que les températures demeurent relativement basses. Dans le Haut-Arctique, la température du mois le plus chaud (juillet) n'atteint que 5 °C; plus au sud, sur le continent, les températures moyennes de juillet dépassent à peine 10 °C.

Dans l'Arctique proprement dit, les patrons de circulation d'air froid empêchent la pénétration de masses d'air plus doux qui pourraient apporter un peu de chaleur. Plus au sud, dans la zone boréale, c'est seulement en hiver que le climat est dominé par les flux d'air arctique; l'été, ils sont remplacés par des vents d'ouest doux. La zone boréale s'étend beaucoup plus au nord dans l'ouest que dans l'est du pays, parce que les vents d'ouest sont déviés vers le sud; ainsi, la température moyenne de juillet est voisine de 14 °C à Inuvik (68°N) alors qu'elle n'atteint que 8 °C à Iqaluit (Frobisher Bay, environ 63°N) et 12 °C à Churchill (environ 58°N).

En résumé, l'intensité du froid hivernal et la saisonnalité augmentent depuis la côte de la Colombie-Britannique, où les hivers sont étonnamment doux, vers le centre du Canada (tableau 9-1). Sur la côte ouest, la période sans gel dépasse largement les 200 jours, alors que dans le sud des provinces des Prairies, elle atteint à peine 120 jours. De même, sur la côte ouest, la couverture nivale ne persiste que dix jours par année en moyenne, tandis que dans les Prairies, elle demeure durant 120 jours. Les nombres de degrés-jours de gel donnés au tableau 9-1 (fig. 9-1) illustrent la rigueur des températures hivernales à divers endroits; par exemple, les 2 000 degrés-jours de gel de Saskatoon sont presque 50 fois supérieurs à ceux de Vancouver.

À l'est des Grands Lacs apparaissent de nouveau des influences modératrices; les hivers sont moins froids et les contrastes thermiques saisonniers sont réduits. À Halifax, la période sans gel est de 183 jours, alors qu'elle est de 192 jours à Toronto en moyenne; toutefois, nulle part dans l'Est canadien est-elle aussi longue que sur la côte du Pacifique. Toujours à Halifax, la période de couverture nivale n'est que de 63 jours et le nombre de degrés-jours de gel passe sous les 500.

Contrairement à la situation hivernale, la variation des températures estivales dans la partie méridionale du pays est faible. Les nombres de degrés-jours de croissance présentés au tableau 9-1 illustrent la clémence de l'été; le champ de variation (46% de la moyenne) est bien inférieur à celui des valeurs de degrés-jours de gel (200% de la moyenne). Les valeurs les plus élevées sont enregistrées

dans le sud de l'Ontario; sur la côte ouest, les valeurs sont un peu plus faibles à cause des influences maritimes. Le nombre de degrés-jours de croissance est un peu plus bas dans les Prairies que dans le sud de l'Ontario, à cause de la latitude.

Les statistiques présentées au tableau 9-1 pour Churchill, Baker Lake et Resolute montrent qu'avec l'augmentation de la latitude, les hivers deviennent plus rigoureux et les étés nettement plus frais. La période sans gel devient extrêmement brève (elle est en fait presque inexistante), la durée de la couverture nivale est donc plus longue, et l'indice de gel atteint des valeurs très élevées. Au nord, tout le territoire devient figé par un gel intense durant presque toute l'année, et la modeste chaleur estivale ne lui accorde qu'un court répit.

Précipitations

Les précipitations constituent un autre facteur climatique important. Pour simplifier, disons que le Canada est caractérisé par des climats humides sur les côtes est et ouest, et des climats secs dans les provinces des Prairies et le Nord. Sur la côte ouest, les précipitations annuelles peuvent dépasser 3 000 mm, mais dans l'est canadien, les régions les plus humides ne reçoivent que 1 250 à 1 500 mm de précipitations. Partout dans les Prairies, les précipitations annuelles totales sont généralement inférieures à 500 mm. Les précipitations diminuent progressivement vers le nord; dans l'archipel arctique, elles sont généralement inférieures à 150 mm par année.

Dans les régions humides, sur les côtes ouest et est du

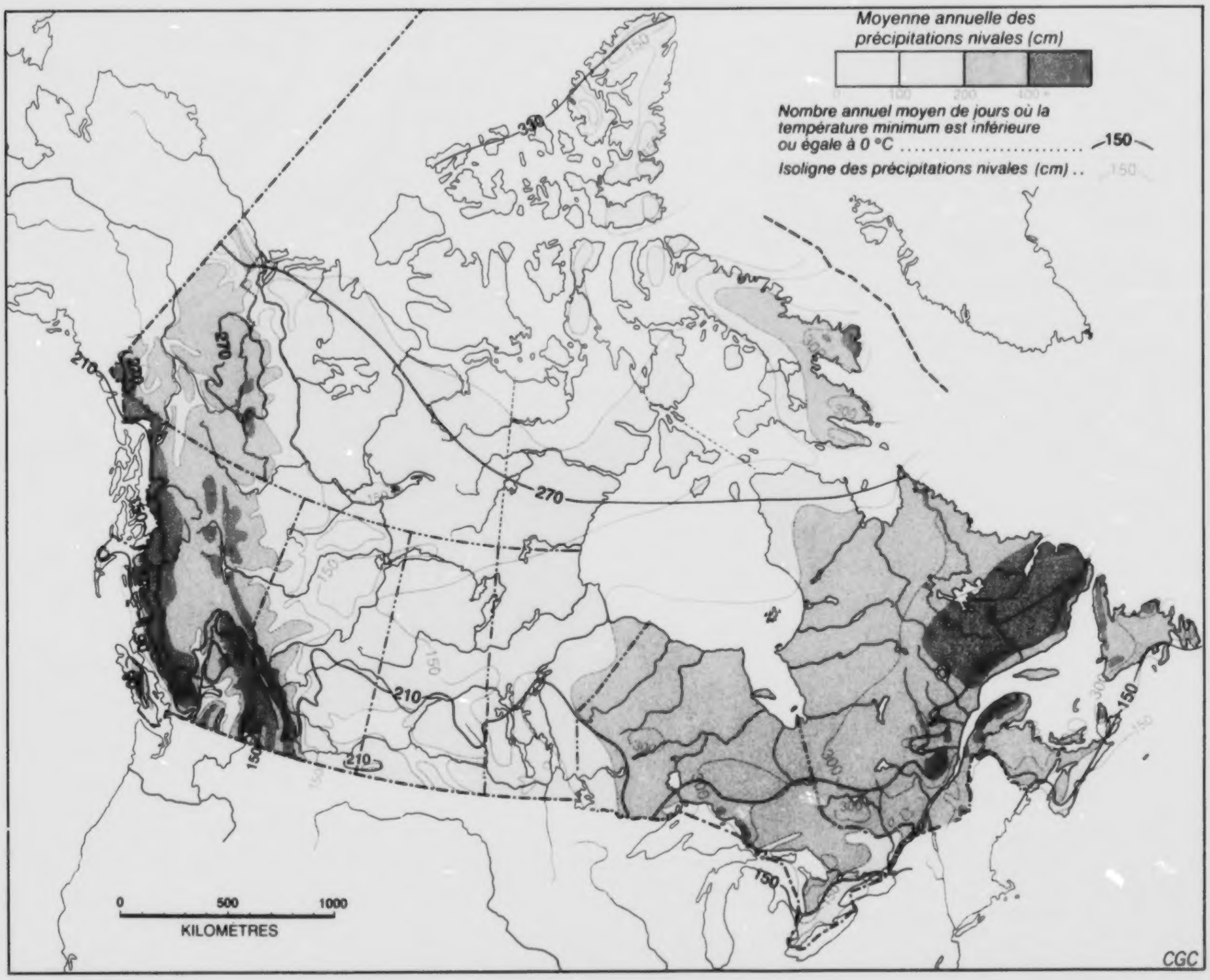
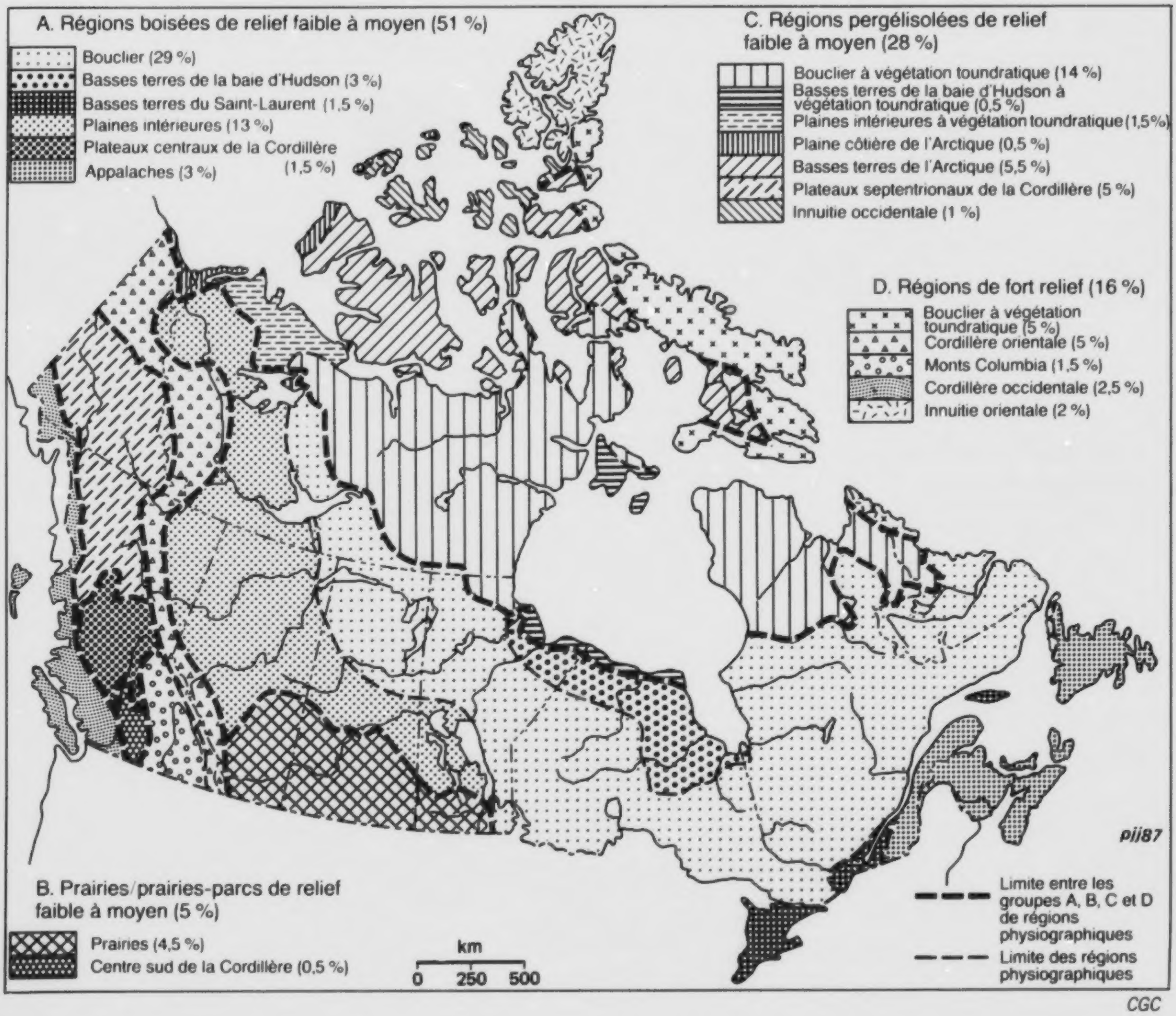


Figure 9-1. Climat hivernal au Canada. Basée sur les données de la période 1951-1980, la carte indique le nombre annuel moyen de jours où la température minimum est égale ou inférieure à 0 °C, ainsi que la moyenne annuelle des précipitations nivales (Service de l'environnement atmosphérique, 1987, modifié).

Canada, d'intenses perturbations cycloniques entraînent l'ascendance de masses d'air maritime chargé d'humidité. En Colombie-Britannique, les précipitations sont particulièrement abondantes parce que les masses d'air humide du Pacifique s'élèvent en traversant la chaîne Côtière. Les précipitations sont maximales aux endroits les plus élevés et les plus exposés aux vents. Sur la côte occidentale de l'île de Vancouver et dans la chaîne Côtière, les précipitations annuelles moyennes peuvent approcher les 5 000 mm et les terrains montagneux subissent de très fortes chutes de neige (Hare et Thomas, 1979). Dans la région de l'est (Ontario, Québec et Maritimes) les précipitations proviennent des cyclones des latitudes moyennes qui ont tendance à converger au-dessus de cette région en y apportant de l'air humide de l'océan Atlantique ou du golfe du Mexique. Les précipitations annuelles augmentent généralement d'ouest en est, et toute cette région reçoit de grandes quantités de précipitations neigeuses (tableau 9-1).

Dans les vallées du sud de la Colombie-Britannique et dans les Prairies, le climat est sec, grâce surtout au rôle d'écran pluviométrique qu'exerce la Cordillère. Le temps est également sec dans l'Arctique, parce que l'air froid ne peut retenir qu'une faible quantité d'humidité atmosphérique et parce qu'il y a peu de perturbations atmosphériques causant l'ascendance de l'air. Cependant, la surface du sol est parfois très humide en été, la présence du pergélisol nuisant considérablement au drainage.



CGC

Figure 9-2. Régions physiographiques du Canada (d'après l'*Atlas national du Canada*, 1974: cartes des régions physiographiques, du pergélisol, des sols et de la végétation).

Saisonnalité

Les grandes variations saisonnières sont le trait caractéristique des climats canadiens; elles s'expriment de diverses façons, et notamment par le cycle annuel de gel-dégel responsable d'un type particulier de régime hydrologique. En effet, chaque printemps, une énorme quantité d'eau est libérée lors de la fonte de la neige et de la glace et de la débâcle des rivières. Durant ces crues printanières, les cours d'eau ont un énorme pouvoir d'érosion et de transport. Selon la région, 40 à 70% du débit annuel total et 60 à 90% du transport annuel total de sédiments ont lieu à cette époque. En été, lors de très fortes averses, les débits atteignent parfois des niveaux spectaculaires. Dans les Prairies, par exemple, les averses les plus abondantes, quoique rares, ne durent que quelques heures et déversent plus du tiers des précipitations totales normales en été. Les averses d'une telle intensité entraînent une érosion et un transport sédimentaire plus grand que ceux d'un grand nombre d'averses de faible intensité; les averses d'intensité moyenne ont cependant l'effet le plus marqué, vu leur fréquence. Dans l'est, les Maritimes, et plus rarement le Québec et l'Ontario, sont parfois affectés par les séquelles d'ouragans qui peuvent y déverser d'importantes quantités d'eau, le record étant de 240 mm en un jour à Halifax.

Changements climatiques

Cet aperçu des conditions climatiques moyennes au Canada montre qu'à toutes fins utiles, le climat peut être considéré comme essentiellement stable, compte tenu de certaines variations d'une année à l'autre. À l'échelle des temps géologiques, cependant, le climat canadien a connu de grandes variations qui continueront inévitablement d'exister vu le grand nombre de facteurs naturels mis en cause. Il ne faudrait pas penser que le climat auquel nous sommes habitués est « normal » ou invariable, parce qu'il n'est certainement pas typique du dernier millénaire, et encore moins du dernier million d'années, qui ont connu plusieurs importantes périodes glaciaires. Le dernier changement climatique majeur a entraîné le retrait de l'inlandsis qui recouvrait presque tout le Canada il y a environ 18 ka. Depuis la disparition de ces glaces, il y a eu plusieurs alternances de climats chauds et de climats frais; à l'heure actuelle, le climat est d'environ 8 à 10 °C plus chaud que lors du maximum glaciaire.

Le territoire canadien pourrait-il être à nouveau recouvert de glaces? D'après l'histoire climatique, il semble que cela soit inévitable à long terme. Cependant, malgré les analogies entre les hivers actuels et ceux d'un climat véritablement glaciaire, cette perspective apparaît lointaine, car un inlandsis met des milliers d'années à se former. De toute façon, il est difficile de prévoir avec certitude le climat futur. D'autant plus qu'il faut maintenant tenir compte d'un autre facteur: l'homme.

Depuis la deuxième moitié du XIX^e siècle, la quantité de CO_2 libéré dans l'atmosphère a augmenté considérablement sous l'effet des activités humaines, plus particulièrement à cause de l'utilisation des combustibles fossiles et de la destruction du couvert forestier. Bien que le CO_2 ne soit présent qu'à l'état de traces dans l'atmosphère, il exerce un contrôle marqué sur le climat terrestre à cause de l'effet de serre qu'il produit. Il semble de plus en plus certain que l'augmentation de la concentration de CO_2 atmopshérique entraînera d'importants changements climatiques à l'échelle planétaire et que l'augmentation des températures causée par le CO_2 pourrait être supérieure aux variations naturelles. Cela est particulièrement important pour les pays des latitudes polaires comme le Canada, où les changements de températures peuvent être plusieurs fois supérieurs à la moyenne mondiale. Il semble maintenant établi que l'augmentation de la concentration de CO_2 atmosphérique, si elle se poursuit, se traduira par un réchauffement mondial, surtout aux latitudes polaires.

Les températures de l'hémisphère Nord seraient effectivement plus chaudes depuis 1970 environ. À l'échelle de l'hémisphère, les températures, après avoir atteint un maximum vers 1940, ont diminué pour atteindre un minimum vers 1970, et ce malgré les effets d'une augmentation du CO_2 dans l'atmosphère. Depuis lors, les températures se sont réchauffées et se situent à peu près à mi-chemin entre les valeurs de 1940 et celles de 1970. Ces variations pourraient cependant être cycliques, et leurs causes n'ont pas encore été clairement déterminées; l'augmentation des concentrations de CO_2 et d'autres gaz à l'état de traces ne sera pas le seul facteur important à influer sur le climat.

LA PHYSIOGRAPHIE DU CANADA ET SES EFFETS SUR LES PROCESSUS GÉOMORPHOLOGIQUES

H.O. Slaymaker

La physiographie s'intéresse aux formes de relief, aux sols, à la végétation et au climat d'une région, ainsi qu'à l'interaction de ces éléments (Bowman, 1911; Holland, 1964; Bostock, 1967; Bird, 1980). Pour délimiter des régions naturelles, les géoscientifiques accordent des pondérations variables à la géologie, aux formes de relief, aux sols, à la végétation et au climat; ils utilisent toute une gamme de mesures globales de ces facteurs et, lorsqu'ils évaluent les effets de la physiographie sur les processus géomorphologiques, ils ont tendance à en étudier surtout les manifestations locales ou spécifiques à un site.

À l'échelle d'un site, les processus géomorphologiques suivants sont étudiés: éboulements, glissements, décrochements, coulées boueuses, coulées de débris, reptation, ravinement, érosion fluviale, érosion éolienne, suffosion (érosion par formation de tunnels), karstification, altération et action du gel. Deux séries de facteurs naturels peuvent être analysées relativement à chacun de ces processus: les facteurs entraînant une instabilité potentielle ou une sensibilité à l'érosion, et les facteurs déclenchant une rupture de versant ou l'érosion des sédiments en un temps donné. À l'échelle régionale, il n'est généralement possible d'identifier que les facteurs qui entraînent une sensibilité à l'érosion; ainsi, la cartographie des terrains a pris de plus en plus d'importance dans l'évaluation des ressources biophysiques au Canada. L'intérêt de ce type d'analyse a été montré, dans Evans (1982) par exem-

Slaymaker, H.O.
1989: La physiographie du Canada et ses effets sur les processus géomorphologiques. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 9, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

ple, par une étude de la distribution de divers dépôts glaciaires sur les versants de la Cordillère et de leurs rapports avec des ruptures de versants documentées historiquement. À l'échelle locale, les analyses reposent essentiellement sur la détermination de la nature exacte des matériaux en surface et de leurs propriétés géotechniques, donc de leur sensibilité à l'érosion. Les facteurs immédiats de ces ruptures, qu'ils soient météorologiques (par exemple, les orages violents) ou géologiques (par exemple, les séismes), ne peuvent qu'être cartographiés statistiquement. Ainsi, on établira des cartes illustrant la période de récurrence probable d'orages d'une intensité donnée, ou la sismicité d'une région.

À l'échelle du Canada, il est impossible d'illustrer les effets de la physiographie sur les processus géomorphologiques avec le même niveau de détail qu'aux échelles régionale et locale. Toute régionalisation physiographique qui tient compte des processus géomorphologiques doit au moins distinguer divers groupes lithologiques et types de terrains, la présence ou l'absence de pergélisol, et la présence ou l'absence d'un couvert forestier. Toutefois, aucun lien direct entre la physiographie et les processus géomorphologiques n'est ainsi établi, surtout à cause des influences extrêmement variables des glaciations continentales sur l'ensemble du territoire canadien. Vingt régions naturelles, définies au moyen de la structure géologique, du relief, du pergélisol, des sols et des limites du couvert forestier, ont été identifiées (figure 9-2), à partir de cartes thématiques produites par Rowe (1959), Bostock (1967), Brown (1967) et Clayton et al. (1977). Chacune des régions est décrite brièvement dans les sections suivantes.

Régions boisées de relief faible à moyen

Ces régions constituent plus de la moitié du territoire canadien (fig. 9-2); le taux moyen d'activité géomorphologique est faible, ce qui se reflète par les faibles charges sédimentaires et débits solides de cours d'eau tels que les fleuves Saint-Laurent et Nelson et les rivières Churchill et Saskatchewan. Dans les secteurs où les sols sensibles sont très répandus et où l'utilisation du sol a été profondément modifiée, comme dans le cas des basses terres du Saint-Laurent, les processus géomorphologiques se sont considérablement accentués par endroits.

Bouclier. Le Bouclier canadien représente de loin la plus vaste des 20 régions physiographiques identifiées. Il repose essentiellement sur des roches granitiques et gneissiques d'âge précambrien, dont la composition chimique est relativement homogène et la réaction aux processus géomorphologiques est assez semblable. Les réseaux linéaires de failles et de joints sont à l'origine des reliefs les plus caractéristiques du socle. L'intensité des processus géomorphologiques locaux est essentiellement contrôlée par la nature variée des dépôts en surface, composés surtout de tills, de dépôts fluvioglaciaires et d'argiles glaciolacustres. La carte pédologique (Clayton et al., 1977) montre de vastes zones de sols organiques et de gleysols. Cette région comprend la majeure partie du Québec, l'Ontario, une bonne partie du Manitoba, la Saskatchewan, le district de Keewatin, la partie est du district de Mackenzie et le sud du Labrador.

Basses terres de la baie d'Hudson. Les basses terres de la baie d'Hudson occupent une dépression structurale du Bouclier canadien qui y est recouverte par des calcaires et des dolomies paléozoïques et, localement, par des roches clastiques mésozoïques. Le relief est atténué, caractérisé par une épaisse couverture de sédiments glaciaires. Par endroits, la plate-forme sédimentaire laisse percer les roches du Précambrien, qui y forment des reliefs moyens. La majeure partie de la région est recouverte de tourbières et de palses.

Basses terres du Saint-Laurent. Les basses terres du Saint-Laurent sont divisées en trois sous-régions. Les basses terres occidentales sont entourées sur trois côtés par les lacs Huron, Érié et Ontario et reposent sur des strates paléozoïques horizontales à légèrement inclinées. Les basses terres centrales s'étendent de part et d'autre du fleuve Saint-Laurent entre Ottawa et Québec et reposent également sur des strates paléozoïques horizontales. Les basses terres orientales, qui comprennent l'île d'Anticosti, reposent sur des roches paléozoïques faiblement inclinées vers le sud. L'activité géomorphologique actuelle est contrôlée principalement par les sédiments pléistocènes, surtout les sédiments tardiglaciaires de la Mer de Champlain.

Plaines intérieures. Les plaines du nord de l'Alberta et du centre de la Saskatchewan et du Manitoba se composent d'une série de plateaux reposant sur des roches sédimentaires paléozoïques et mésozoïques. Les surfaces planes à légèrement ondulées de ces plateaux sont traversées localement par des cours d'eau très encaissés et fréquemment inadaptés. De vastes étendues de tourbières et de gleysols existent dans le nord de l'Alberta et de la Saskatchewan.

Plateaux centraux de la Cordillère. Les plateaux intérieurs de la Cordillère reposent en grande partie sur des roches volcaniques et sédimentaires mésozoïques métamorphisées et sur des roches volcaniques tertiaires. Des cours d'eau entaillent profondément les plateaux, et les versants abrupts des vallées sont actuellement le site d'une intense érosion.

Appalaches. La physiographie de cette région est dominée par une pénéplaine bien développée, inclinée vers le sud-est. L'érosion différentielle y a dégagé une série à peu près parallèle de basses, moyennes et hautes terres, qui suivent la direction des failles et plis serrés déformant les roches précambriennes et paléozoïques. À cause des glaciations qui ont envahi toute la région au Pléistocène, les formes de relief s'y distinguent de celles du paysage typiquement appalachien des États-Unis.

Prairies et forêts-parcs de relief faible à moyen

D'après le modèle de Langbein et Schumm (1958) qui établit un rapport entre l'efficacité des précipitations et la production de sédiments, ces régions devraient connaître les taux de modifications géomorphologiques les plus considérables. À l'exception des vitesses extrêmement rapides observées par exemple dans la région des badlands de Red Deer (Campbell, 1975), où le ravinement est extrêmement actif, les données quantitatives disponibles ne confirment pas cette hypothèse.

Prairies. Les plaines du sud de l'Alberta, de la Saskatchewan et du Manitoba reposent sur des sédiments tertiaires et mésozoïques peu consolidés. Les grands traits du paysage sont contrôlés par le relief du substratum, mais à l'échelle locale, la morphologie s'est développée presque exclusivement dans les dépôts glaciaires, qui peuvent atteindre 300 m d'épaisseur. À de nombreux endroits, les

cours d'eau sont très encaissés dans les dépôts glaciaires et le substratum. Par endroits, l'encaissement dans des sables et des shales crétacés a conduit à la formation d'un relief de badlands. La formation de coulées sur les versants de vallées est un trait caractéristique de cette région (Beaty, 1975).

Centre sud de la Cordillère. Les tronçons inférieurs des vallées du fleuve Fraser et des rivières Thompson et Okanagan connaissent un climat semi-aride qui a conduit à la formation de prairies herbacées. Les systèmes de vallées, encaissés dans des plateaux, reposent sur d'épais dépôts glaciolacustres où les processus de suffosion sont bien développés (Slaymaker, 1982).

Régions pergélisolées de relief faible à moyen

Près de la moitié du territoire canadien est pergélisolé ; bon nombre de ces régions sont soumises à des processus géomorphologiques caractéristiques, qui entraînent la formation de sols structurés, de lobes de gélifluxion et de thermokarsts (voir dans le présent chapitre, French, 1989). Ces processus sont des agents de tri très efficaces dans le plan vertical; par ailleurs, l'exportation massive de sédiments par les systèmes de transport régionaux est peu importante, sauf lorsque des actions anthropiques ont accéléré l'érosion.

Bouclier à végétation toundrique. Cette région comprend la majeure partie du centre et du nord du district de Keewatin et tout l'Ungava. Le socle y est semblable à celui de la partie boisée du bouclier, mais le pergélisol y est continu, et la discontinuité du couvert végétal donne prise aux processus géomorphologiques. Sur de grandes étendues, la physiographie de cette région est constituée de plateaux rocheux couverts de champs de blocs et de sols structurés formés dans des matériaux non consolidés.

Basses terres de la baie d'Hudson à végétation toundrique. C'est une région discontinue de déserts pierreux, de sols structurés et de toundra tourbeuse, qui reposent sur des calcaires et des dolomies paléozoïques et d'épais sédiments quaternaires.

Plaines intérieures à végétation toundrique. Les plaines d'Anderson et de Horton (Bostock, 1967) reposent sur des strates horizontales de sédiments protérozoïques, paléozoïques et mésozoïques. Dans certaines régions, par exemple juste au nord du Grand lac de l'Ours, les dépôts glaciaires sont épais et la surface est bosselée. À beaucoup d'endroits, il n'y a pas de dépôts quaternaires en surface.

Plaine côtière de l'Arctique. Le delta du Mackenzie et la péninsule adjacente de Tuktoyaktuk constituent la partie la plus étudiée de cette région (Mackay, 1979a). Son caractère unique tient en partie à l'épaisse accumulation de sédiments non consolidés dans lesquels le pergélisol atteint des profondeurs de 500 m ou plus. Cette région repose sur des roches sédimentaires clastiques du Mésozoïque et du Tertiaire, à moitié consolidées et recouvertes de sédiments quaternaires, essentiellement des sables, des graviers et des silts et accessoirement du till. Les coins de glace, les polygones et les pingos sont caractéristiques de cette région. La côte du Yukon et les côtes nord-ouest des îles Banks, Prince Patrick et Meighen, qui font partie également de cette région, renferment de la glace de sol massive.

Basses terres de l'Arctique. Les basses terres de l'Arctique reposent essentiellement sur des roches sédimentaires paléozoïques horizontales, qui forment des plateaux à peu près sans accidents topographiques, sinon les drumlins et les moraines qui y forment de beaux reliefs. Le pergélisol est continu.

Plateaux septentrionaux de la Cordillère. Le substratum de cette région est composé de roches métamorphiques, ignées et sédimentaires, paléozoïques et mésozoïques, à structure complexe. Le pergélisol, bien que discontinu au sud, est presque omniprésent. Bien que de nombreuses chaînes de montagnes séparent les principaux plateaux, cette région est classée ici avec les régions de relief faible à moyen.

Innuitie occidentale. C'est une région de relief faible à moyen, formée dans les shales et grès mésozoïques et tertiaires. Le substratum affleure presque partout. Des dômes disséqués, formés sur des structures annulaires de roches intrusives et des diapirs d'anhydrite et de gypse, sont des éléments caractéristiques de cette région. La distribution de la glace dans le sol n'est pas bien connue.

Régions de fort relief

C'est dans ces régions que les taux d'érosion régionale sont les plus forts. Étant donné que le climat, la végétation et la disponibilité de sédiments varient en fonction de l'altitude, un modèle des mécanismes préférentiels de transport des sédiments en relation avec les zones altitudinales est plus approprié (fig. 9-3). Par ailleurs, l'altitude des diverses zones de transport sédimentaire varie en fonction de la latitude. Le processus de redistribution des sédiments clastiques depuis les hautes vers les basses altitudes masque la contribution de l'altération actuelle du substratum; en ce qui concerne l'exportation de la charge dissoute, l'altération actuelle du substratum semble plus importante que la mise en solution des sédiments non consolidés, vu le peu de temps disponible pour que s'opèrent des réactions chimiques entre les sédiments et l'eau du sol.

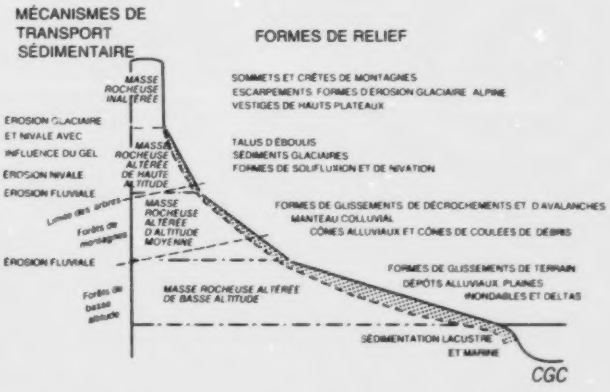


Figure 9-3. Mécanismes dominants du transport sédimentaire en fonction des zones altitudinales (élaboré par Ryder, 1981, d'après Gilbert, 1973).

Bouclier à végétation toundrique. Cette région comprend le sud-est de l'île d'Ellesmere et l'est de l'île Devon, une grande partie de l'île Baffin et les monts Torngat. C'est dans cette région de calottes glaciaires et de glaciers, notamment au nord, que s'observent les plus beaux paysages alpins du Canada. Cette région est le siège de mouvements de masse et d'une redistribution des sédiments par le système fluvial et renferme plusieurs grands sandurs en formation (Church, 1972). Le pergélisol est présent dans toute la région.

Cordillère orientale. La Cordillère orientale est composée presque essentiellement de strates sédimentaires plissées du Paléozoïque et du Mésozoïque et comporte des chaînes de montagnes englacées ou marquées par des glaciations passées et, au Yukon, quelques chaînons qui n'ont pas été englacés. La région englobe essentiellement les montagnes Rocheuses, les monts Mackenzie et les chaînons Richardson, British et Brooks, et comprend, notamment au Yukon, plusieurs bassins remplis de sédiments clastiques mésozoïques, tertiaires et quaternaires mi-consolidés à non consolidés. Le pergélisol est omniprésent, sauf dans la portion méridionale des Rocheuses. Les glaciers actuels sont petits et très clairsemés.

Monts Columbia. Les monts Columbia sont formés d'intrusions granitiques et de roches métamorphiques du Mésozoïque, du Paléozoïque et du Précambrien. Des glaciers sont présents localement, et des processus liés à la nivation et aux avalanches sont caractéristiques de cette région.

Cordillère occidentale. Les monts St. Elias, à l'extrémité nord de cette région, comprennent la montagne la plus élevée du Canada (le mont Logan qui culmine à 6 050 m d'altitude). Cette région se compose surtout de roches granitiques et de gneiss cristallins et est recouverte de nombreux glaciers, surtout au nord. L'érosion glaciaire et les processus niveaux la caractérisent. La partie de cette région qui se trouve en bordure de l'océan Pacifique reçoit les plus fortes précipitations de tout le Canada (tableau 9-1).

Innuitie orientale. L'île Axel Heiberg et la majeure partie de l'île d'Ellesmere sont des régions de fort relief qui sont couvertes de nombreux glaciers et formées de roches sédimentaires plissées du Mésozoïque et du Paléozoïque. La présence de glaciers polaires est typique de cette région.

PROCESSUS DE VERSANTS

M.A. Carson et M.J. Bovis

Au Canada, comme ailleurs dans le monde, les versants sont le siège de divers processus qui entraînent le déplacement vers le bas de matériaux meubles et rocheux. Ces processus comprennent tous les types de glissements de terrain, à faible ou à grande profondeur, lents ou rapides; le soulèvement et la consolidation du régolite près de la surface, produisant des déplacements irréguliers de matériaux par reptation; la projection de particules en surface sous l'impact des gouttes de pluie; et l'entraînement des particules meubles par ruissellement, qui se traduit parfois par une érosion en nappe, mais le plus souvent par la formation de rigoles ou même de ravins.

L'importance relative de chacun des processus dans une région donnée dépend dans une large mesure de l'âge morphologique du paysage. Par exemple, les talus qui sont périodiquement sapés à la base et dont la pente est accentuée par l'action d'un cours d'eau ou des vagues sont généralement très sujets aux glissements de terrain. Même après que le sapement ait cessé, il s'écoule parfois des milliers voire des millions d'années avant que les versants formés de roches résistantes ne se stabilisent suffisamment pour que des glissements de terrain ne puissent y survenir. Longtemps après que l'érosion a cessé, l'altération des roches produit un régolite suffisamment épais pour qu'il puisse glisser, laissant la roche à nu et de nouveau exposée à l'altération. À mesure que les versants s'adoucissent et se rapprochent de leur profil d'équilibre au-delà duquel les mouvements de masse ne pourront plus se produire, l'intervalle de temps entre les glissements successifs augmente et des processus plus lents, comme la reptation, l'érosion pluviale et le ruissellement, deviennent plus importants dans le façonnement du paysage.

Au Canada, le relief est en général si jeune qu'un grand nombre de versants de vallée, de flancs de montagne ou de falaises littorales n'ont pas encore atteint le degré de stabilité permanente qui les mettrait à l'abri des ruptures de masse. Les cours d'eau des basses terres des prairies, de l'Ontario et du Québec coulent sur une surface qui, il y a moins de 12 ka, était ennoyée par un lac ou une mer. Des terres nouvellement émergées ou submergées le long des côtes septentrionales et des rives des Grands Lacs continuent de s'ajuster au sapement basal des vagues, reculant par endroit à des vitesses supérieures à 1 m/a. Dans la Cordillère, la stabilisation des flancs de montagne est encore loin d'être chose faite. La suraccentuation glaciaire des versants rocheux par érosion glaciaire, l'instabilité potentielle des sédiments glaciaires, l'intensité des précipitations locales et une forte sismicité, font de la région de la Cordillère la région morphologique la plus active du Canada.

Dans plusieurs régions du Canada, donc, les glissements de terrain sont plus importants que la reptation et l'érosion du sol, à cause des modifications importantes et rapides des formes des versants, en plus des risques de catastrophes qui les accompagnent. C'est pourquoi nous avons mis l'accent ici sur ce type de processus. Dans la dernière partie de la présente section, les auteurs, après avoir présenté un aperçu des processus liés ou non aux glissements de terrain dans diverses régions géographiques, évalueront la variabilité spatiale et temporelle de ces processus.

Glissements de terrain

Vu la diversité des contextes topographiques, géologiques, climatiques et pédologiques au Canada, plusieurs types de glissements de terrain sont possibles. Il est permis, dans une certaine mesure, de parler de « types régionaux de glissements de terrain », à l'instar de Mollard (1977). Notons cependant que dans chacune des régions, par exemple les Prairies ou la Cordillère, il survient généralement plusieurs types de glissements de terrain. Dans la Cordillère,

Carson, M.A. et Bovis, M.J.
1989: Processus de versants. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 9, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

cette diversité a été démontrée par les travaux récents d'Eisbacher (1979a) et Cruden (1985) (voir également Clague, 1989; Evans et Gardner, 1989). D'après le type de matériau en cause et la nature du déplacement, nous distinguerons ici les ruptures se produisant dans des roches cristallines ou sédimentaires dures, comprenant les éboulements, les glissements plans, les avalanches de pierres et les basculements rocheux; les ruptures dans des argiles ou des shales peu lithifiés, comprenant les glissements rotationnels à rupture profonde, les glissements rétrogressifs et les coulées boueuses; les ruptures dans les régolites généralement non consolidés, comprenant les glissements pelliculaires et les coulées de débris beaucoup plus mobiles; et les ruptures dans un sol saisonnièrement dégelé, surtout en région pergélisolée. Certains de ces types, par exemple les avalanches de pierres, sont localisés en fonction de contextes topographiques et géologiques particuliers. D'autres, par exemple les ruptures profondes dans les sols cohésifs, sont plus répandus surtout à cause de la présence fréquente de versants abrupts formés en bordure des lacs ou des rivières dans des sédiments argileux ou silto-argileux.

Versants rocheux

En théorie, dans les roches dures et peu altérées, des falaises verticales de plusieurs milliers de mètres de hauteur peuvent exister sans qu'il y ait rupture. En effet, Terzaghi (1962) a donné cette relation simple:

$$H_c = q_u/\gamma \qquad (9\text{-}1)$$

où H_c est la hauteur critique de la pente en mètres, q_u est la résistance à la compression simple de la roche en N/m^2 (Pascals), mesurée en appliquant une contrainte à un échantillon de roche cylindrique sans support latéral jusqu'au point de rupture, et γ est la masse unitaire de la roche en N/m^3. Dans le cas de roches cristallines comme le granite, les valeurs suivantes sont assez typiques: $\gamma = 2{,}6 \times 10^4\ N/m^3$, $q_u = 1{,}0 \times 10^8\ N/m^2$, d'où $H_c = 3\,850$ m. Dans la nature, des falaises verticales aussi spectaculaires sont rares, puisque, les masses rocheuses présentent toujours des imperfections, qu'il s'agisse de diaclases, de plans de stratification ou de schistosité. Ces imperfections ou discontinuités déterminent des plans de faiblesse le long desquels des masses de roches plus ou moins considérables peuvent se détacher. L'altération contribue également à l'affaiblissement des versants rocheux, en produisant des changements chimiques le long des plans de faiblesse et en entraînant la formation de fractures additionnelles sous l'effet de divers processus chimiques et physiques. En général, la résistance d'une masse rocheuse dépend de sa taille, puisque la possibilité qu'elle soit traversée par une discontinuité orientée de façon à favoriser son déplacement augmente avec le volume de la masse rocheuse.

Talus et éboulements. Sur la plupart des pentes rocheuses naturelles, des fractures et autres discontinuités sont clairement visibles. Par suite de la désagrégation par hydratation et de cycles répétés de gel-dégel, un certain volume de fragments rocheux se détache chaque année et vient s'accumuler sous forme de talus d'éboulis. La pente de cette nappe de fragments anguleux mesure fréquemment 34 à 36°, valeurs proches de l'angle d'équilibre des matériaux (Carson, 1977a). Il existe d'innombrables exemples de talus d'éboulis encore alimentés par des éboulements dans les régions montagneuses du Canada (figure 9-4), notamment dans la Cordillère occidentale, dans la région du Labrador-Ungava et dans l'archipel arctique. Il serait faux de considérer que les éboulements de fragments rocheux individuels sont le seul processus qui contribue au développement des talus; les avalanches de neige mobilisent et redistribuent également de grandes quantités de débris (Luckman, 1978). Les avalanches contribuent probablement aussi à donner aux talus d'éboulis le profil concave qu'ils ont souvent dans leur partie inférieure (Luckman, 1971). Gardner (1979) a donné des exemples de coulées de débris observées dans des talus d'éboulis. Ces écarts par rapport au fonctionnement habituel des éboulements ont tendance à se trouver là où des couloirs distincts se sont formés dans des falaises rocheuses au droit de zones d'altération préférentielle. Une fois formés, ces couloirs servent de conduits et de réservoirs temporaires aux fragments rocheux éboulés, et sont des sites propices à l'accumulation de la neige et, donc, aux avalanches de neige et de débris. Au pied des couloirs, les matériaux d'éboulis et autres débris lithiques forment des cônes très nets, qui sont davantage des cônes de débris que des cônes d'éboulis (Church et al., 1979). Les cônes de débris sont nettement moins inclinés (25°-35°) que les cônes ou tabliers d'éboulis produits par le seul processus d'éboulement.

Bien que les éboulements et la formation de talus d'éboulis ne soient pas confinés aux régions froides, ces processus y sont particulièrement efficaces à cause des cycles répétés de gel-dégel. Dans les régions arctiques, subarctiques et alpines, la percolation de l'eau de pluie ou de l'eau de fonte des neiges dans le matériel du talus situé sous le front de dégel conduit à l'accumulation de glace dans les

Figure 9-4. Talus d'éboulis développés au pied du mont Arethusa, près du col Highwood, dans les Rocheuses canadiennes. Gracieuseté de J.S. Gardner. 204377-C.

interstices. La glace interstitielle peut également se former à partir de la neige enfouie sous des éboulis, des glissements plans ou des coulées de débris. La présence de glace interstitielle peut engendrer un lent fluage vers le bas dans le talus et former des glaciers rocheux; des exemples spectaculaires de glaciers rocheux ont été observés au Yukon par Johnson (1978). Certains de ces glaciers renferment un « noyau » véritablement glaciaire, enfoui sous d'épaisses accumulations d'éboulis et de moraines d'ablation. La présence de blocs couverts de lichen qui ont été renversés, signe d'un déplacement récent, est fréquente sur les glaciers rocheux au Canada.

Glissements plans. Lorsque les plans de diaclases, de stratification ou de schistosité plongent dans le même sens que le versant rocheux, des pans rocheux entiers peuvent se décoller et glisser. Le volume du matériel éboulé en un épisode peut varier de quelques mètres cubes à des dizaines de millions de mètres cubes, dépendamment de la pente, du pendage des surfaces de discontinuité et de la résistance au cisaillement le long des plans de faiblesse. Le décollement d'un bloc rocheux par glissement (rupture par cisaillement) se produit lorsque la contrainte de cisaillement produite par le poids de la masse rocheuse sus-jacente est supérieure à la résistance au cisaillement le long du plan (figure 9-5):

contrainte de cisaillement au point de rupture = (cohésion) + (friction interne)

$$\tau = c' + (\sigma - u) \tan \phi' \quad (9\text{-}2a)$$

ou encore, dans le cas où il existe des plans de faiblesse atteignant la surface de la pente (figure 9-5) et où l'écoulement souterrain est aussi parallèle à ces plans:

$$\gamma \cdot z \cdot \sin b \cdot \cos b = c' + (\gamma \cdot z \cdot \cos^2 b - \gamma_w \cdot h \cdot \cos^2 b) \tan \phi' \quad (9\text{-}2b)$$

où τ est la contrainte de cisaillement, c' la cohésion, σ la contrainte normale, u la pression hydrostatique, ϕ' l'angle de résistance au cisaillement au plan de rupture, z l'épaisseur verticale de la masse rocheuse, h la hauteur d'eau au-dessus du plan de rupture, b le pendage du plan, supposé à peu près parallèle à la pente, et γ et γ_w les poids unitaires respectifs de la roche et de l'eau. La pression de l'eau a un rôle important puisqu'elle abaisse la pression normale effective le long du plan, réduisant ainsi la friction; le terme u dans l'équation 9-2b est donné pour un écoulement souterrain parallèle à la pente. Dans bon nombre de versants rocheux fracturés, la pression hydrostatique (u) sera d'autant plus faible que le drainage est meilleur dans la masse rocheuse. De plus, la cohésion se rapprochera parfois d'une valeur nulle à cause des effets cumulatifs de l'altération, des secousses sismiques et des très petits déplacements de cisaillement précédents. D'où l'équation réduite suivante:

$$\tan b = \tan \phi'$$

étant donné que $\tau/\sigma = \tan \phi'$, pour une pente limite égale à l'angle de friction. Si la cohésion n'est pas nulle, le versant peut maintenir une pente dont l'angle est supérieur à celui de la résistance au cisaillement (ϕ'); il en résulte cependant un versant potentiellement instable puisque la cohésion (c') tend à se rapprocher d'une valeur nulle avec le temps et que la friction ne pourra supporter seule le versant.

Beaucoup de ruptures catastrophiques ont eu lieu sur des versants rocheux où le pendage du plan de rupture était légèrement inférieur ou presque égal à l'angle de la résistance au cisaillement, notamment sur des versants structuraux développés dans les roches sédimentaires des Rocheuses (Cruden, 1976) et des monts Mackenzie dans le nord-ouest canadien (Eisbacher, 1979b), ou dans des roches métamorphiques, comme dans le cas du glissement survenu à Hope en 1965 (figure 9-6; Mathews et McTaggart, 1978). C'est donc dire que, dans bon nombre de versants rocheux, le facteur cohésion est négligeable, et que la pression d'eau interstitielle est souvent absente. Selon Cruden (1982), cependant, la pression de l'eau interstitielle pourrait avoir contribué au récent glissement de Brazeau. Il semblerait que des vibrations sismiques soient à l'origine du glissement de Hope et peut-être aussi de plusieurs des cas rapportés par Eisbacher (1979b), surtout là où les plans de stratification avaient un angle de 10 à 15° de moins que l'angle de friction estimé.

Avalanches de pierres. La rupture et la désagrégation de grandes dalles de roc peut déclencher des avalanches de pierres très rapides, ou « sturzstrom » (Hsu, 1975), au cours desquelles des dizaines de millions de mètres cubes de matériaux s'abattent sur une vallée en moins d'une minute. Ces avalanches de pierres peuvent dévaler une vallée sur plusieurs kilomètres et parfois même remonter le versant opposé sur une distance considérable, ce qui montre bien l'énorme énergie cinétique emmagasinée. Les avalanches de pierres produisent d'importantes modifications du paysage; elles peuvent laisser de grosses cicatrices d'arrachement ou former des dépôts suffisamment épais pour endiguer de vastes plans d'eau. Eisbacher (1979b) en a cartographié près d'une cinquantaine d'âge post-pléistocène sur une superficie de 75 000 km² dans le nord-ouest canadien. Il semble que la présence de réseaux de diaclases perpendiculaires à la stratification soit nécessaire à la désagrégation rapide de la masse en une nappe mouvante de débris blocailleux anguleux. Diverses hypothèses ont été émises pour expliquer la distance du parcours des sturzstroms sur le fond de vallées à pente faible: par exemple, le transfert du moment de l'arrière à l'avant de la masse de débris (Hsu, 1975). De plus, les très forts

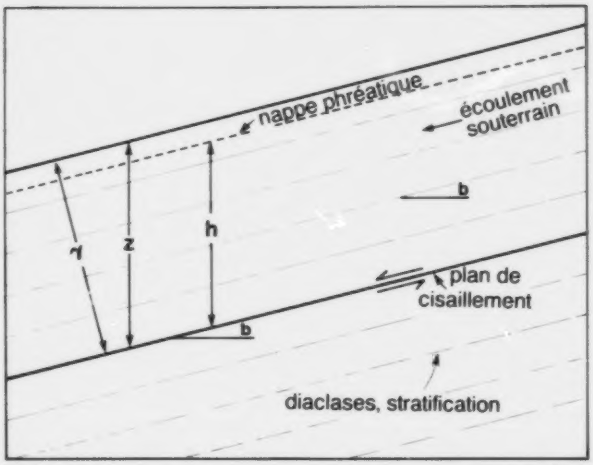


Figure 9-5. Composantes d'un glissement plan translationnel dans de la roche. Les termes sont définis à l'équation 9-2.

Figure 9-6. Vue aérienne oblique du glissement de Hope en 1965. Province de la Colombie-Britannique. 0445.

Tableau 9-2. Glissements rocheux catastrophiques survenus dans la Cordillère canadienne au cours de la période historique.

Année	Événement	Zone géographique	Volume (10^6 m³)
1855/56	Ruisseau Rubble	Chaine Côtière	25
1903	Frank	Montagnes Rocheuses	33
1933	Lac Brazeau	Montagnes Rocheuses	4
1963	Mont Cayley	Chaine Côtière	5
1965	Hope-Princeton	Chaine des Cascades	47
1975	Glacier Devastation[1]	Chaine Côtière	26

[1] À cet endroit, trois glissements se sont produits au cours de la période historique

taux de déformation que subissent les couches basales entraînent probablement une dilatation marquée de la nappe de débris, réduisant ainsi l'angle de friction interne des débris (Davies, 1982).

Au moins six grandes avalanches de pierres se sont produites dans la Cordillère au cours des 130 dernières années (tableau 9-2), soit une moyenne d'environ 5 événements par siècle. Les obstacles à la prévision de ces avalanches apparaissent clairement dans l'équation (9-2a): la cohésion (c') et l'angle de la résistance au cisaillement (ϕ') du matériau doivent être connus pour des versants qui n'ont pas encore subi de rupture, et la limite maximale probable de la pression interstitielle (u) doit être précisée, sans oublier les effets d'éventuelles secousses sismiques sur tous les paramètres de cette équation.

Reptation. Sur les versants abrupts des montagnes, les strates rocheuses subissent sous leur propre poids un lent gauchissement vers le bas qui, par sa lenteur, contraste nettement avec la nature catastrophique du processus décrit précédemment. Peu d'exemples de ce processus ont été observés à ce jour dans la Cordillère (Mollard, 1977; Bovis, 1982), mais il pourrait être plus fréquent qu'il n'apparaît en première analyse. Les mouvements de gauchissement, qui peuvent conduire au renversement des strates voisines de la surface, semblent liés à la présence de diaclases très inclinées ou à une stratification inclinée dans le sens contraire de la pente. Des abrupts « anormaux », tournés vers le haut du versant, peuvent ainsi être créés.

Versants d'argile et de shale

De puissants dépôts d'argile et de shale, de résistance et d'âge variables, couvrent de vastes étendues au Canada. Ils comprennent notamment le substratum argileux crétacé des Plaines intérieures, des dépôts plutôt rigides de till pléistocène et de sédiments lacustres, surconsolidés par

le poids des glaciers, et des sédiments relativement plastiques qui se sont déposés dans des milieux lacustres, estuariens et marins postglaciaires. Dans tous les cas, des glissements de terrain à rupture profonde peuvent se produire. Ces glissements peuvent prendre diverses formes, mais ils sont le plus souvent du type rotationnel (figure 9-7).

L'apparition d'une instabilité dépend en partie de la hauteur et de la pente du versant, qui influencent le couple appliqué sur les matériaux situés au-dessus de l'arc de rupture potentiel, et en partie de la résistance au cisaillement engendrée le long de la surface de glissement naissante. À cet égard, le régime des eaux souterraines au voisinage du versant est particulièrement important puisqu'il influe sur la charge hydraulique (h) le long du plan de rupture. L'équation 9-2a permet de démontrer comment la pression hydrostatique (u) diminue la friction. La seule différence ici, c'est que la pression hydrostatique se développe dans les innombrables interstices entre les particules argileuses, plutôt que le long de plans de stratification ou de diaclases, comme c'est le cas sur les pentes rocheuses. La remontée de la nappe phréatique est la principale raison pour laquelle les glissements (de tous les types) se produisent durant de longues périodes humides causées, soit par les précipitations soit, en particulier au Canada, par la fonte des neiges au printemps.

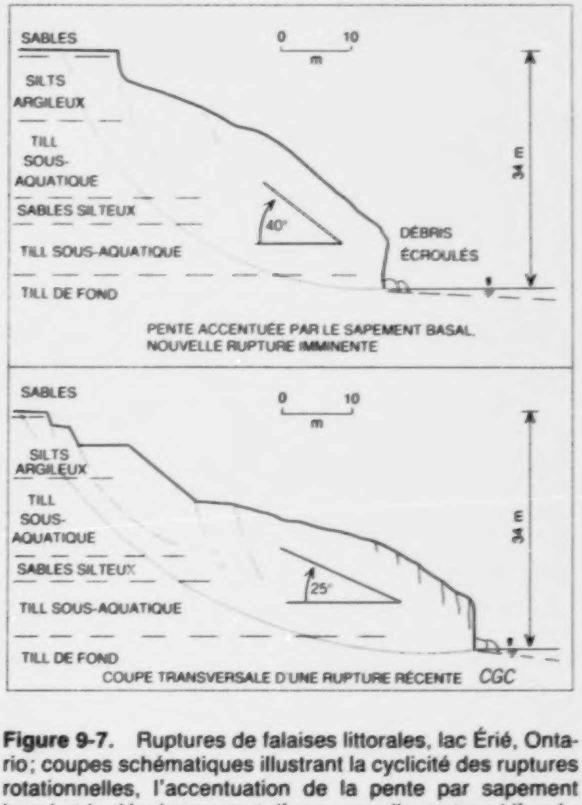


Figure 9-7. Ruptures de falaises littorales, lac Érié, Ontario; coupes schématiques illustrant la cyclicité des ruptures rotationnelles, l'accentuation de la pente par sapement basal et le développement d'une nouvelle rupture (d'après Quigley et al., 1977).

Les différences spatiales du régime des eaux souterraines jouent souvent un rôle important dans la formation de configurations localement instables. La valeur de la pression interstitielle est contrôlée non seulement par la hauteur de la nappe phréatique, mais aussi par le sens de l'infiltration: un écoulement descendant est associé à des pressions faibles et accroît la stabilité, alors qu'une infiltration ascendante est liée à des pressions plus fortes. À la base des pentes argileuses, l'écoulement des eaux souterraines est fréquemment ascendant; LaRochelle et al. (1970) y voient la principale cause des glissements à rupture profonde observés dans certaines zones des basses terres du Saint-Laurent. Les effets de la stratigraphie sur le régime des eaux souterraines et la stabilité des versants d'argile ont été discutés en détail par Lafleur et Lefebvre (1980).

Les conditions d'infiltration peuvent varier spatialement, même dans les limites de la même rangée de falaises argileuses; c'est ainsi que certaines parties plus instables de la falaise se creuseront préférentiellement pour former des échancrures séparées par des éperons. De spectaculaires échancrures de ce type existent dans les falaises Scarborough sur le lac Ontario (Bryan et Price, 1980; Eyles et al., 1985), où elles sont apparemment associées à des sites préférentiels d'infiltration et de suffosion. Une fois formées, ces échancrures s'agrandissent sous l'action des eaux souterraines qui y convergent aux dépens des éperons. À cause de l'abaissement de la nappe phréatique, la stabilité des éperons s'accroît et les falaises peuvent devenir presque verticales, leur effondrement n'ayant lieu que lorsqu'il y a effectivement sapement basal par les vagues. La rupture de ces éperons s'effectuera donc par effondrement de pans de falaise délimités par des plans de fissuration parallèles à la paroi de la falaise, plutôt que par rupture profonde. De plus, comme le drainage superficiel est également canalisé vers les échancrures, les processus de ravinement viennent souvent s'ajouter aux mouvements de masse.

Le développement variable de ruptures en profondeur le long des falaises taillées dans des sédiments glaciaires sur la rive nord du lac Érié (Quigley et al., 1977) montre bien l'importance de la hauteur et de la pente des falaises, cette dernière étant contrôlée par le taux d'érosion des vagues. Sur les escarpements moins élevés (27 m de hauteur environ) à l'ouest, il n'y a pas de ruptures profondes, bien qu'à de nombreux endroits, les falaises semblent proches du point de rupture et s'effondreraient si le sapement basal était plus rapide. Les taux de recul des falaises sont relativement faibles (0,6 m/a), ce qui permet la régularisation du profil des falaises sous l'effet de glissements superficiels et de coulées boueuses. Il est intéressant de noter que ces glissements superficiels forment également des échancrures dont la pente est d'environ 37° et qui sont séparées par des éperons beaucoup plus abrupts; dans ce cas, cependant, rien n'indique que ces formes résultent d'une infiltration différentielle le long des falaises. Plus à l'est, les falaises sont plus hautes (supérieures à 40 m) et leur recul est plus rapide (environ 2 m/a); la suraccentuation des pentes résultant du sapement à la base des falaises entraîne des glissements rotationnels à rupture profonde. À la suite de ces glissement, la pente des falaises passe d'environ 40° à 25° et se stabilise temporairement. Puis le cycle recommence: évacuation des sédiments vers le bas des pentes, puis sapement basal par les vagues, d'où un

Figure 9-8. Glissement de type « effondrement rétrogressif » survenu en 1978 à Sainte-Madeleine-de-Rigaud, Québec (tiré de Carson, 1979).

nouvel épisode de suraccentuation et, enfin, nouvelle rupture, tout cela en l'espace de 10 à 25 ans, dépendamment des variations du niveau du lac.

Bien que la fréquence des glissements à rupture profonde diminue proportionnellement à la réduction de la pente des versants sous l'effet des glissements superficiels et d'autres processus, ces glissements à rupture profonde peuvent survenir dans les versants argileux plusieurs décennies voire des siècles après que l'érosion a cessé. La pression des eaux souterraines au printemps, par exemple, varie d'une année à l'autre; dans les régions stables, où la surface de la nappe phréatique est normalement à bonne profondeur, des ruptures profondes peuvent se produire au cours d'un printemps particulièrement humide pour peu que la hauteur et la pente du versant soient suffisantes. Dans certains sédiments argileux, la résistance au cisaillement varie en fonction de la pression interstitielle, mais elle peut aussi diminuer à la longue à cause des variations de la cohésion et de l'angle de la résistance au cisaillement. Les auteurs présentent ici deux exemples spectaculaires de perte de résistance qui se sont produits, l'un dans les argiles marines postglaciaires de l'est du Canada, où la diminution de la teneur en sel dans l'eau interstitielle entraîne à la longue une diminution de la cohésion, l'autre dans les argiles bentonitiques des Prairies, où une lente reptation peut entraîner une perte de cohésion ainsi qu'une diminution de la friction interne.

Glissements et coulées d'argiles marines. Bien que les glissements à rupture profonde qui se produisent dans les argiles marines postglaciaires déposées dans certaines parties des vallées du Saint-Laurent et de la rivière des Outaouais, peuvent également prendre la forme de simples glissements rotationnels, il arrive fréquemment qu'une

Tableau 9-3. Coulées d'argile sensible survenues dans la vallée des Outaouais et la vallée du Saint-Laurent au cours de la période historique.

Année	Localité	Superficie (ha)	Volume (10^6 m^3)
1840	Maskinongé	34	
1894	Saint-Alban	650	460
1898	Saint-Thuribe	35	3
1908	Notre-Dame-de-la-Salette	2	
1910	Rivière South Nation	14	
1924	Rivière Saint-Maurice	4	
1924	Kénogami	25	2
1945	Yamaska	3	0.1
1951	Rimouski	3	0.2
1951	Rimouski	10	0.8
1955	Hawkesbury	5	0.4
1955	Nicolet	2	0.2
1962	Tourustouc	9	4
1963	Breckenridge	1	0.02
1971	Rivière South Nation	28	6
1971	Saint-Jean-Vianney	28	7

Source : d'après Mitchell et Markell, 1974

rupture initiale entraîne la formation d'une autre rupture immédiatement derrière elle; la répétition de ce processus produit des « coulées rétrogressives », capables de dévaster de vastes étendues relativement horizontales situées dans le prolongement du versant d'une vallée (Crawford, 1968). Des exemples récents ont mis en évidence la rapidité de ce processus; quelques hectares peuvent s'effondrer de la sorte en moins d'une minute, et de grosses cicatrices se former en quelques heures. Des glissements semblables affectant des sédiments marins postglaciaires se produisent dans d'autres régions du monde qui ont été englacées au Quaternaire, en Scandinavie par exemple.

À cause de la rapidité de la rétrogression, et parce que les témoins oculaires sont peu nombreux et leurs observations peu fiables, la nature des processus mis en cause est encore controversée. Traditionnellement, on pensait que la zone affaissée par glissement s'agrandissait par répétition de glissements rotationnels du type décrit précédemment. Or, l'étude des structures de remaniement observées dans plusieurs coulées rétrogressives (Carson, 1977b) montre que, dans bien des cas, il se produit un étalement latéral qui s'accompagne d'effondrements répétés, produisant ainsi une structure à horst et grabens multiples (fig. 9-8).

L'effondrement de blocs d'argile sous forme de grabens n'a lieu que si la base est remaniée sous le poids du bloc lui-même, l'argile plastique se transformant en une boue liquide qui s'infiltre alors le long des zones de failles. Dans les argiles molles, un remaniement généralisé peut se produire, masquant fréquemment la structure en horsts et grabens et poussant les débris visqueux dans la vallée loin du site de glissement.

Les glissements soumis à un remaniement peu intense, où la structure en horsts et grabens a été préservée, peuvent être appelés « effondrements rétrogressifs ». Lorsque l'argile plastique est presque totalement transformée en boue liquide, créant parfois des amphithéâtres de glissements évidés, on parle de « coulées d'argile ». Les exemples types de ces glissements sont l'effondrement rétrogressif de la rivière South Nation (Ontario) et la coulée d'argile de Saint-Jean-Vianney (Québec), tous deux sur-

venus en 1971. La plupart des coulées argileuses que rapporte l'histoire semblent comporter des éléments de ces deux formes de base. À Saint-Jean-Vianney, la coulée de 28 ha de 1971 s'est produite dans un cratère beaucoup plus grand (2 000 ha), formé il y a de 400 à 600 ans.

Pour que les glissements à rupture profonde dégénèrent en glissements de type rétrogressif, il faut qu'il y ait des argiles silteuses qui, lors du remaniement, se transforment en une boue visqueuse. Ces argiles sont dites « sensibles », la sensibilité étant définie comme étant le rapport entre la résistance au cisaillement sans consolidation à l'état non remanié et cette même résistance à l'état remanié. La sensibilité élevée des sédiments dans certaines basses terres de l'est du Canada est liée, dans une certaine mesure, à leur forte teneur en eau, caractéristique qui tient à la structure floculée résultant d'une sédimentation en eau saumâtre ou saline et à l'absence de lourdes charges qui auraient pu subséquemment consolider les sédiments. Là où les pressions géostatiques étaient élevées, une cimentation s'est produite, contribuant à préserver la structure floculée. La faible résistance de ces sédiments à l'état remanié vient aussi de la faiblesse des forces d'attraction entre les particules. La plus grande partie de ces sédiments est constituée de farine de roche (particules de quartz, de feldspath et de mica broyées à la taille des argiles par l'abrasion glaciaire); l'attraction électrique entre les particules, caractéristique des véritables minéraux argileux, y est faible. Par ailleurs, lorsque la concentration de sels dans l'eau interstitielle demeure élevée (le lessivage et la diffusion des sels n'ayant pu se compléter depuis la sédimentation), une refloculation des particules peut se produire durant le remaniement, favorisant le développement de forces d'attraction qui confèrent aux sédiments une résistance suffisante pour que la liquéfaction n'ait pas lieu. D'ailleurs, les coulées rétrogressives majeures semblent être restreintes aux zones des basses terres où les concentrations en sel ont diminué et sont inférieures à 2 g/L (Carson, 1981).

Le tableau 9-3 donne une liste de certaines des coulées rétrogressives les plus importantes à s'être produites au cours de la période historique. Un inventaire des cicatrices de glissement dans la région du lac Saint-Jean et dans les basses terres du Saint-Laurent au Québec, réalisé par Lebuis et Rismann (1979) à l'aide de photographies aériennes, en a dénombré plus d'un million. Pour les glissements qui se sont produits durant la période historique, la récurrence moyenne est d'environ 2,5 ans pour ceux dont la superficie est supérieure à 1 ha, et d'environ 25 ans pour ceux dont la superficie dépasse 30 ha. Des cicatrices de glissements semblables abondent sur les versants des vallées dans les basses terres autour de la baie James, de la baie d'Hudson, de la côte du Labrador et de la côte nord du golfe du Saint-Laurent. Des cicatrices ont également été observées dans des sédiments lacustres postglaciaires au Nouveau-Québec, mais elles n'ont pas encore fait l'objet d'études.

Glissements dans les shales. Des terrains affaissés, semblables aux amphithéâtres des effondrements rétrogressifs de l'est du Canada, existent aussi dans les Plaines intérieures, en bordure des rivières Saskatchewan Sud, de la Paix et Battle et d'autres rivières arrosant des vallées profondes d'environ 100 m. Mollard (1977, p. 38-56), qui a décrit plusieurs de ces amphithéâtres, fait remarquer que certains d'entre eux ont affecté sur plus de 3 km le versant de ces vallées et s'étendent jusqu'à 1,5 km ou plus du bord des cours d'eau. Souvent, des sédiments quaternaires pouvant atteindre localement plus de 50 m d'épaisseur recouvrent la plaine qui prolonge le versant. Certaines des ruptures semblent avoir affecté toute l'épaisseur de la couverture de sédiments quaternaires, surtout lorsque ces sédiments sont composés d'argiles lacustres postglaciaires (Haug et al., 1977); la plupart, cependant, sont dans les shales bentonitiques du Crétacé qui reposent sous les sédiments glaciaires.

Dans les prairies, ces glissements sont lents et réguliers: la vitesse de déplacement augmente vers « l'aval »; Thomson et Hayley (1974) ont rapporté une translation de 4 m en six ans au pied du glissement de Little Smokey (fig. 9-9), dans le centre de l'Alberta. En même temps que s'avance la base du versant, il y a effondrement de blocs

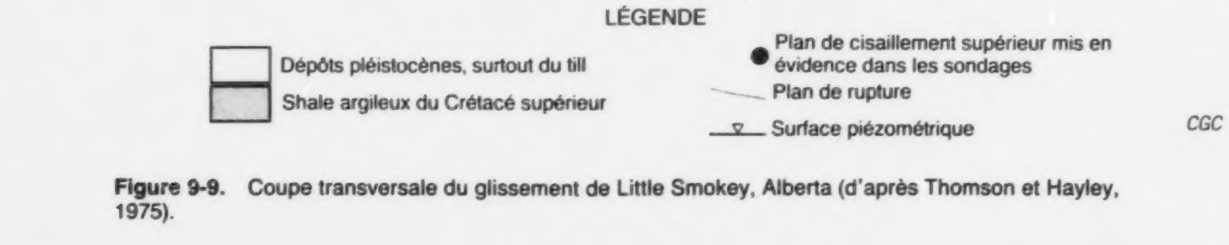


Figure 9-9. Coupe transversale du glissement de Little Smokey, Alberta (d'après Thomson et Hayley, 1975).

individuels de matériaux situés derrière le glissement. À l'échelle de la décennie, l'effondrement et la translation sont suffisants sur la face arrière pour permettre à un nouveau bloc de glisser par effondrement, et à la cicatrice de reculer.

Il reste deux questions au sujet de ces glissements qui n'ont pas encore obtenu de réponse satisfaisante. D'abord, comment peut-il y avoir rupture lorsque le plan de glissement basal est presque horizontal? Deuxièmement, qu'en est-il des mécanismes de rétrogression?

D'abord, pour qu'un glissement puisse se produire sur des pentes aussi douces, il faut une résistance au cisaillement très faible en profondeur. Certains des shales argileux semblent avoir été soumis à une altération prolongée et profonde au cours du Tertiaire. Mais un facteur encore plus important est que, à cause de l'abondance des smectites (argiles), les sédiments riches en bentonite (les sédiments glaciaires et leur substratum) subissent une perte de résistance lorsque soumis à un cisaillement; la cohésion (c') est alors presque nulle, et l'angle de résistance au cisaillement (ϕ') inférieur à 8°. Durant les périodes glaciaires, il s'est sans doute produit des cisaillements semblables, se traduisant d'abord par des charriages et par la formation de brèches dans les shales supérieurs, ensuite, sous l'effet de la relaxation des pressions géostatiques, par l'incision postglaciaire de profondes vallées (Matheson et Thomson, 1973). L'instabilité actuelle contribue encore au relâchement de la pression le long des escarpements « amont » des surfaces de glissement, qui s'accompagne d'une reptation lente du bloc voisin en profondeur, et entraîne une diminution progressive de la résistance.

À ce jour, il n'existe pas d'analyse quantitative satisfaisante de la rétrogression intermittente (et de la translation continue). Le mode exact de rupture est mal connu, un peu comme dans le cas de la rétrogression rapide dans les argiles sensibles décrite précédemment. La rupture est souvent interprétée comme étant causée par des glissements successifs le long de surfaces courbes (figure 9.9); pourtant, les observations réalisées sur le terrain ont à maintes reprises permis d'observer des structures en horsts et grabens.

Glissements du régolite et coulées de débris

Les couches de régolite provenant de l'altération du substratum sont fréquentes dans les régions non englacées, mais elles ont été enfouies en profondeur ou érodées lors des glaciations dans la majeure partie du pays. La couche de dépôts qui repose sur le substratum rocheux résulte donc généralement de l'accumulation de dépôts glaciaires ou de l'altération et du colluvionnement postglaciaires.

Sur les versants couverts de régolite, il peut se produire des glissements intermittents de la couverture de débris, pourvu que la pente soit supérieure à un angle limite (b_t) qui dépend de la résistance et de l'épaisseur du matériau. Pour une surface de glissement parallèle à la pente, l'équation 9-2 peut être reformulée de la façon suivante:

$$\tan b_t = c'/k + (1 - u/k) \tan \phi' \qquad (9\text{-}4)$$

où c', u et ϕ' sont tels que définis précédemment, b_t est l'angle limite de la pente et $k = \gamma \cdot z \cdot \cos^2 b$ (ou $\gamma \cdot y \cdot \cos b$) est la pression géostatique mesurée perpendiculairement à la surface potentielle de glissement. Au Canada, il arrive que des nappes phréatiques perchées se forment dans le régolite bien au-dessus du niveau de l'aquifère régional dans le substratum rocheux, notamment là où la couche de régolite repose directement sur du till peu perméable. La cohésion (c') peut résulter des minéraux argileux présents dans le régolite ou des racines de plantes qui lient les débris entre eux et les fixent au substratum ou au till surconsolidé sous-jacent. L'angle de résistance au cisaillement (ϕ') dépend dans une large mesure de l'angulosité, du tri et de la fabrique des particules du régolite.

Les régolites qui ne renferment ni sédiments argileux ni racines profondes ont des cohésions à peu près nulles, auquel cas l'angle limite de la pente est contrôlé par ϕ', k et u, qui sont tous des paramètres variables dans le temps. Par exemple, l'altération du régolite menant à une fragmentation plus poussée des particules peut abaisser ϕ', contribuant ainsi à faire diminuer b_t et à permettre au glissement de se poursuivre lentement. L'épaississement du régolite (augmentation de k) aurait le même effet s'il était accompagné de modifications de la pression interstitielle. Par exemple, si la base du régolite ne devient jamais saturée d'eau et que les pressions interstitielles y sont égales à la pression atmosphérique (u = 0), la valeur de b_t est identique à ϕ' et est indépendante de l'épaisseur du régolite (équation 9-3). La tendance de nombreux talus d'éboulis à se maintenir à l'angle de repos, une valeur de ϕ', illustre cette situation.

Par contre, l'équation $\tan b_t = \frac{1}{2} \tan \phi'$ donne une approximation adéquate lorsque $c' = 0$ et qu'il y a saturation complète du régolite jusqu'à la surface par une nappe perchée, puisque le poids unitaire de l'eau est à peu près la moitié de celui du sol saturé. À court terme, l'augmentation de la pression interstitielle lors d'averses ou lors de la fonte des neiges, menant à la formation de nappes perchées dans le régolite, est certainement le principal mécanisme du déclenchement des glissements du régolite. Outre le volume des précipitations, plusieurs autres facteurs déterminent si les nappes perchées produites par les averses deviennent assez hautes pour causer un glissement. L'un des facteurs est l'épaisseur du régolite: plus elle est grande, plus l'épaisseur de la nappe phréatique perchée doit augmenter pour qu'un rapport donné de pression de l'eau interstitielle (u/k) soit conservé. Le régolite sera donc déstabilisé d'autant plus facilement par l'infiltration d'eau qu'il est plus mince. La capacité d'infiltration dans le sol, qui varie considéralement en fonction de la texture du sol et de sa teneur en glace et en eau, contrôle également le taux d'accroissement de la pression interstitielle. Plus la teneur en eau était élevée, au départ, moins il doit y avoir d'infiltration pour que la nappe phréatique devienne perchée. Étant donné que l'écoulement est divergent sur les éperons et convergent dans les échancrures, des glissements superficiels se produisent couramment dans les dépressions, comme nous l'avons déjà fait remarquer au sujet des glissements de terrain à rupture profonde dans les argiles.

Lorsque les taux d'altération sont élevés par rapport aux taux de sapement basal, les versants peuvent s'aplanir rapidement et atteindre la pente limite; à mesure que se poursuit le sapement basal, les glissements ultérieurs maintiennent le versant en équilibre dynamique tandis que la pente atteint sa valeur limite. Les versants des vallées entaillées dans les shales de Queenston, dans le sud de l'Ontario, l'illustrent bien. Les pentes, encore

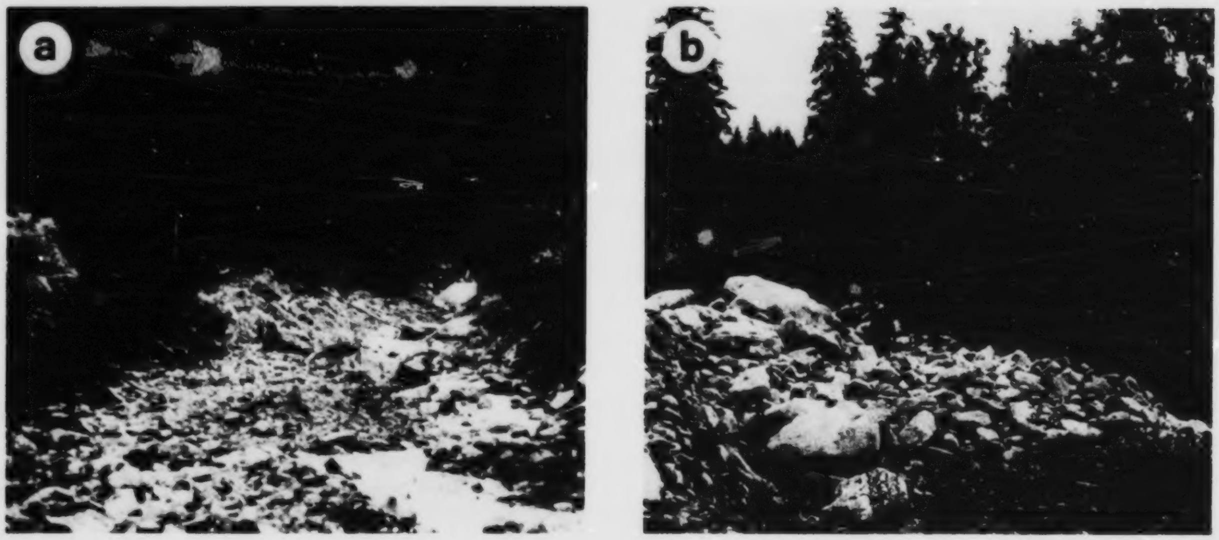


Figure 9-10. Débris torrentiels, chaîne Côtière, Colombie-Britannique. Gracieuseté de M.J. Bovis. a) Chenal torrentiel et dépôts caractéristiques de débris torrentiels dans un affluent du ruisseau Lynn, à North Vancouver. À noter le démantèlement des berges, qui fournit au chenal des débris organiques et clastiques grossiers. b) Débris torrentiels récemment déposés le long d'un affluent de la rivière Ryan, près de Pemberton. Les débris grossiers sont caractéristiques de dépôts torrentiels dérivés de roches quartzeuses.

aujourd'hui soumises à un sapement basal, sont essentiellement rectilignes et tapissées d'une mince blocaille de shales et d'argiles mélangés ($35° < \phi' < 45°$) ou d'argiles plus altérées ($25° < \phi' < 35°$); les pentes y ont des valeurs proches de ϕ' (Carson, 1975). Dans cette zone, la véritable nappe phréatique est très profonde et la perméabilité relativement faible du régolite semble peu propice au développement de nappes perchées.

Si le régolite en formation ne perd pas rapidement sa cohésion, les pentes peuvent atteindre des valeurs bien supérieures à la pente limite maximale et, dans ce cas, les glissements sont peu fréquents, l'intervalle entre deux glissements successifs se mesurant alors en centaines ou en milliers d'années. Cet intervalle est fonction de la vitesse de diminution du rapport (c'/k), puisque l'altération diminue la cohésion et augmente l'épaisseur du régolite. Un shale peu plastique, par exemple, peut présenter une cohésion (c') qui atteint 200 kPa, mais son altération en régolite argileux peut réduire sa cohésion à moins de 10 kPa. Une simple application de l'équation 9-4 montre que pour un régolite de 1 m d'épaisseur (γ) sur une pente de 55° (avec $\phi' = 35°$ et $u/k = \gamma_w/\gamma = 0{,}5$), la cohésion ($c'$) doit diminuer jusqu'à 12 kPa pour qu'un glissement puisse se produire; dans le cas d'une pente de 35°, c' doit diminuer en deçà de 6 kPa. Ainsi, à mesure que s'aplanit une pente, l'intervalle entre les glissements augmente, et il peut s'écouler beaucoup de temps avant que les versants couverts de régolite dérivé de roches dures n'atteignent une stabilité permanente.

Le rôle de la végétation est un aspect intéressant de l'étude quantitative de la stabilité des versants cohésifs. Des études portant sur la résistance des racines d'arbre (voir par exemple Wu et al., 1979) ont montré que, sur des pentes boisées où les racines pénètrent jusqu'au substratum rocheux, la cohésion du régolite peut être beaucoup plus élevée que la cohésion naturelle du régolite en l'absence de végétation. Les observations faites à ce jour montrent que la coupe à blanc des forêts peut faire augmenter l'instabilité des régolites, essentiellement à cause de la perte de cohésion résultant de la disparition des racines. À l'échelle géologique, les cycles de déboisement et de régénération, qu'ils soient dus aux feux de forêts ou aux variations climatiques, auraient eu des effets comparables sur la stabilité des versants tapissés de régolite.

Coulées de débris. Les glissements de régolite associés à la fonte rapide des neiges ou à de fortes précipitations entraînent souvent le transport des débris saturés jusque dans des ruisseaux à fort gradient, dont le débit est augmenté de façon marquée par le ruissellement superficiel et subsuperficiel. Si la déclivité du lit du ruisseau est supérieure à la pente limite d'instabilité de débris complètement saturés, la masse saturée peut dévaler vers l'aval en formant un courant boueux très rapide appelé « coulée de débris ». La dilatation de ces débris par cisaillement entraîne une augmentation de leur volume et une incorporation accrue de l'eau du ruisseau à la coulée de débris. De plus, des débris rocheux, des billots et des fragments de bois peuvent être arrachés du lit et des berges du ruisseau, augmentant de façon notable la profondeur d'écoulement et, par le fait même, la vitesse et le moment de la coulée vers l'aval. Ces masses extrêmement mobiles et très rapides sont appelées coulées torrentielles (débris torrents) dans l'ouest de la Cordillère (fig. 9-10). Cinq processus peuvent en être la cause: glissement de régolite tel que décrit ci-dessus; apport considérable d'eaux de pluie dans un ruisseau à pente raide, entraînant la rupture de la charge de

fond par cisaillement fluide; surcharge provoquée par les vibrations causées par des avalanches de neige ou des éboulements; endiguement temporaire d'un ruisseau par suite d'un glissement de terrain et événements aléatoires, par exemple les « jökulhlaups » causés par la vidange catastrophique de lacs supraglaciaires ou de lacs de barrage glaciaire (Jackson, 1979). Des travaux récents ont montré que la quantité et la stabilité des matériaux accumulés dans le lit du ruisseau doivent être précisées, en plus du débit de crue (VanDine, 1985). À cause de cette interaction complexe entre l'eau et les débris, il est difficile de prévoir à quel moment et avec quelle ampleur se produira une coulée de débris, même lorsque le contexte climatique est connu avec précision (Eisbacher et Clague, 1981).

Ces phénomènes ont été particulièrement étudiés ces dernières années, notamment à cause de l'inefficacité des ponceaux et des ponts à résister aux coulées de débris ou à les canaliser (Evans, 1982; Hungr et al., 1984). Au cours de la période postglaciaire, les coulées de débris ont conduit à la formation de cônes de déjection à l'embouchure des torrents de montagnes, notamment dans la Cordillère et dans les zones les plus montagneuses de l'archipel arctique. Les cicatrices d'impact sur les conifères adultes et la présence de feuillus de regénérescence sur les cônes de déjection, pourraient fournir des indices de la fréquence et de l'ampleur des coulées de débris (Desloges et Gardner, 1981).

Instabilité des versants lors de dégels

Quelques glissements à rupture profonde affectant le gélisol ont été observés dans la vallée du Mackenzie (McRoberts et Morgenstern, 1974b) mais, sur la plupart des versants gelés, l'instabilité n'affecte que le matériel superficiel dégelé. Ce texte traite des versants en terrain pergélisolé et des versants soumis à un gel saisonnier.

Dans le pergélisol rocheux à faible teneur en glace, le dégel des falaises conduit à des éboulements et à la formation de talus d'éboulis, comme nous l'avons déjà fait remarquer. Par contre, sur les falaises pergélisolées riches en glace et formées de matériaux fissiles ou non consolidés, le dégel a des effets tout à fait différents. Dans ce cas, il s'accumule au bas de la falaise des débris boueux qui, si leur teneur en eau est suffisamment élevée, s'écoulent en lobes colluviaux de boue visqueuse ou viscoplastique. L'évacuation des débris s'effectue en continuité, de sorte qu'il y a un recul important des falaises pergélisolées, ce qui n'est pas le cas dans la genèse des talus d'éboulis qui viennent masquer la base des falaises. Les falaises de matériaux riches en glace, formées soit sous l'action des vagues le long des côtes, soit par sapement basal le long des cours d'eau, sont fréquentes dans l'ouest de l'Arctique et dans l'archipel arctique (figure 9-11) et sont soumises à une ablation estivale qui les fait retraiter. Des taux de recul de 3 m/a sont fréquents et, à ce rythme, de grands amphithéâtres se forment en quelques décennies. Une stabilisation progressive de la pente se produit lorsque l'escarpement supérieur a été réduit à une hauteur telle que le débordement du tapis végétal suffit à le protéger de l'ablation ultérieure. Ces amphithéâtres ne sont pas sans rappeler les cicatrices produites par des glissements d'argile sensible de l'est du Canada; dans les deux cas, la rupture initiale a été suivie d'une rétrogression dans les matériaux moins résistants mis à découvert. Les mécanismes et les taux de rétrogression sont toutefois très différents.

Dans la toundra, sur les versants moins abrupts, la présence d'un régolite stable couvert de végétation protège fréquemment du dégel le pergélisol riche en glace. Dans le cas d'un glissement soudain du régolite, l'exposition du pergélisol peut conduire à une rétrogression saisonnière. Par ailleurs, lorsque le dégel pénètre plus profondément dans le pergélisol, un glissement rapide peut se produire,

Figure 9-11. Glissement rétrogressif de glace souterraine, île Melville, Territoires du Nord-Ouest. Le glissement principal a environ 50 m de largeur. Gracieuseté de J.A. Heginbottom. 204102

Figure 9-12. Rupture d'un versant par fluage pelliculaire, collines Caribou, Territoires du Nord-Ouest. Gracieuseté de J.A. Heginbottom. 185167

au cours duquel des radeaux de régolite superficiel sont passivement entraînés par la rupture du matériel sous-jacent riche en glace mais dégelé. Toute perturbation du couvert végétal isolant est susceptible d'engendrer le type d'instabilité décrit ici, mais les versants sont particulièrement vulnérables à ce type de rupture après des feux de forêt ou de toundra (ce chapitre, French, 1989). Ces ruptures rapides du mollisol sont couramment appelées « glissements pelliculaires » (fig. 9-12). Les mécanismes mis en cause ne font toujours pas l'unanimité, mais il est clair que la teneur en eau du régolite est généralement supérieure à sa limite de liquidité. La caractéristique la plus intrigante de ces glissements pelliculaires n'est pas tant la longueur du parcours des colluvions imbibées d'eau que la faible déclivité des versants (≥ 5) pouvant être affectés par la rupture initiale. L'existence de mouvements de masse sur des pentes faibles en région froide est connue depuis longtemps; ces mouvements sont généralement attribués à la gélifluxion - terme général désignant un fluage lent du régolite. Ce n'est que depuis tout récemment que les mécanismes possibles de ces mouvements sont envisagés dans le contexte de la mécanique des sols.

Le problème de l'instabilité du régolite sur les versants à pente faible peut être illustré au moyen de l'équation 9-4; en effet, même en admettant une cohésion nulle et une nappe phréatique atteignant la surface (avec $u/k = 0,5$), il ne devrait pas se produire de rupture sur des versants dont la pente est inférieure à $\frac{1}{2} \tan \phi'$. Même en terrain argileux où ϕ' est aussi faible que 12°, les versants dont la pente est inférieure à 6° devraient normalement être stables. L'instabilité fréquente des versants en milieu pergélisolé suppose que des pressions interstitielles excédentaires, supérieures à $u = \gamma_w \cdot z \cos^2 b$, et donc des rapports u/k supérieurs à 0,5, doivent se former dans les débris saturés en dégel. L'inhibition du drainage par la glace peut engendrer des pressions excédentaires dans le mollisol, c'est là un des mécanismes possibles. S'il y a remontée de la nappe phréatique (à cause, par exemple, des apports d'eau provenant d'une zone de dégel) alors que le versant est encore gelé, le suintement vers la surface peut être partiellement bloqué et des pressions artésiennes sont susceptibles de se développer. Ce mécanisme a très peu été étudié sur le terrain.

Des pressions artésiennes pourraient aussi être engendrées par un autre mécanisme, celui de la consolidation due au dégel. Lorsque le régolite gelé est très riche en glace de ségrégation, l'incapacité des débris libérés par le dégel à soutenir leur propre poids engendre des pressions positives dans l'eau interstitielle qui soutient une partie de la charge. La pression exercée dépend alors du taux de surcharge au-dessus de la surface de dégel (donc de son taux de progression) en relation avec la compressibilité inhérente des matériaux dégelés et avec la facilité d'expulsion de l'eau du mollisol. Bien que le processus de consolidation due au dégel existe dans les régions non pergélisolées, il est particulièrement efficace à la surface d'un pergélisol qui empêche l'eau interstitielle de se déplacer vers le bas. Dans ce cas, abstraction faite de la faible quantité d'eau expulsée latéralement, la surcharge due au dégel doit être suffisante pour que les pressions interstitielles dans le mollisol augmentent jusqu'à ce qu'il y ait expulsion d'eau vers la surface. McRoberts et Morgenstern (1974a) présentent une étude quantitative de la consolidation due au dégel et montrent que, dans des sédiments compressibles et peu perméables, des ruptures devraient se produire sur des pentes de 2 à 3° seulement, ce qui correspond à des gradients d'à peine $\frac{1}{4} \tan \phi'$ dans certains cas.

Bien que ce mécanisme joue probablement un rôle important dans beaucoup de glissements des régions froides, plusieurs aspects de cette théorie en limitent la validité générale (Algus, 1986). Entre autres, cette théorie présume que le mollisol demeure complètement saturé durant le dégel. Si cela est probablement vrai dans le cas d'un pergélisol riche en glace, les sédiments dont le volume s'est accru sous le seul effet d'un changement de phase de l'eau in situ ne seront pas saturés au moment du dégel à moins d'un retour à l'état de consolidation antérieur au gel, et encore là, ils ne présenteront pas nécessairement des pressions interstitielles excédentaires. En outre, beaucoup de sédiments fins des régions pergélisolées renferment un réseau réticulé de veines de glace (Mackay, 1974a) qui, lors du dégel, peuvent favoriser l'expulsion de l'eau interstitielle hors du mollisol, de telle sorte que leur perméabilité déterminée lors d'essais en laboratoire risque d'être largement sous-estimée.

L'étude des coulées boueuses des régions tempérées a mis en évidence un autre mécanisme qui pourrait expliquer les pressions interstitielles excédentaires et s'appliquer également aux versants en dégel des régions périglaciaires. Ce mécanisme repose sur le fait que le liquide interstitiel des débris remaniés est rarement de l'eau seule, mais plutôt une suspension diluée de fines particules. Comme les pressions interstitielles sont fonction du poids unitaire du liquide, l'abondance de fines particules en suspension dans l'eau interstitielle fait augmenter la valeur des pressions interstitielles. Vallejo (1980) a observé ce phénomène dans des sédiments argilo-silteux traversés par un réseau réticulé de veines de glace: au cours de la rupture, l'attrition des blocs d'argile entre les veines de glace dégelées a converti l'eau de dégel en une suspension boueuse, faisant augmenter la pression interstitielle et permettant le déplacement de matériaux sur des pentes faibles. Reste à savoir si des pressions suffisantes peuvent se former dans les suspensions avant la rupture, au point de pouvoir déclencher un glissement sur des pentes faibles. Cela n'a pas encore été mis en évidence.

Reptation et érosion du sol

Certains processus comme la reptation, l'érosion pluviale, le ravinement, l'érosion souterraine localisée (suffosion) et l'érosion éolienne ont été jusqu'ici passés sous silence. Nous estimons en effet que sur les versants morphologiquement actifs du Canada, ces phénomènes sont d'un intérêt secondaire par rapport aux glissements de terrain. Cependant, de façon générale, tous ces processus, à l'instar des mouvements de masse, ont un effet d'autant plus marqué que les versants sont plus inclinés.

Reptation

La reptation est probablement le processus le plus important sur les pentes couvertes de végétation qui ne sont sujettes ni aux mouvements de masse ni à l'érosion superficielle. Bien que plusieurs mécanismes soient responsables de la reptation, le plus fréquent est le soulèvement périodique du régolite, perpendiculairement à la pente, suivi de son dépôt sous l'action de la gravité. Ce cycle de

soulèvement-dépôt est généralement produit par la croissance et la fonte de lentilles ou d'aiguilles de glace, un processus que l'on appelle le soulèvement gélival (ce chapitre, French, 1989). Si le dépôt lors du dégel est vertical, le déplacement vers le bas de la pente, S, en tout point du régolite est donné par:

$$S = H \cdot \tan b \qquad (9\text{-}5)$$

où H est la hauteur du soulèvement et b l'angle de la pente. Étant donné que la partie supérieure du régolite est affectée par une augmentation du volume du matériel sousjacent, les déplacements liés à la reptation sont plus importants près de la surface du sol; dans la plupart des cas, le profil des vitesses est concave vers le bas du versant. Ce phénomène s'observe généralement lorsque le front d'engel progresse vers le bas. La reptation saisonnière du sol par les successions de soulèvement-dépôt a fait l'objet d'études dans de nombreuses régions du globe; les déplacements de la surface sont généralement de l'ordre de 5 mm/a ou moins et les taux volumétriques de 10 cm^3/a par cm de largeur (mesurée parallèlement aux courbes de niveau). Dans le Nord canadien, dans la zone de pergélisol continu, les vitesses de reptation sont généralement beaucoup plus élevées. Mackay (1981), par exemple, a mesuré des vitesses de 5 à 10 mm/a sur des pentes inférieures à 7° sur l'île Garry et des taux volumétriques de 7 à 52 $cm^3/(cm \cdot a)$. Il est intéressant de noter que dans la plupart des sites, les déplacements, plus importants à la fin de l'été, étaient associés au dégel de la base riche en glace du mollisol, qui s'était formée par propagation de l'engel depuis le plafond du pergélisol. Étant donné qu'en automne le gel progresse aussi de la surface vers le bas, ces milieux sont caractérisés par un engel à deux sens. Dans les sites étudiés par Mackay, les déplacements n'affichaient généralement pas cette tendance à diminuer vers le bas qui caractérise les terrains à propagation unidirectionnelle du gel. Certaines de ces observations ont été faites sur un terrain identifié comme étant constitué de « lobes de gélifluxion bosselés »; d'après ces observations et les âges ^{14}C mesurés sur la tourbe chevauchée par le régolite mobile, ces lobes, parfois interprétés comme étant causés par le fluage relativement récent de glissements pelliculaires, pourraient être le résultat d'une lente reptation gélivale échelonnée sur des milliers d'années.

Érosion superficielle

L'érosion par les gouttes de pluie et le ruissellement n'est généralement significative que sur les pentes colluviales abruptes où le couvert forestier ou le tapis végétal sont clairsemés. L'absence locale du tapis végétal peut être le résultat d'incendies, de l'exploitation forestière, de travaux de construction ou de mouvements de masse récents. À l'échelle régionale, l'existence d'une végétation clairsemée est de toute évidence liée à des particularités climatiques, notamment dans les déserts polaires de l'archipel arctique, dans les secteurs plus secs des Prairies et dans les vallées intérieures semi-arides de la Colombie-Britannique. Dans ce dernier cas, l'orientation du versant a une grande importance sur le climat local, donc sur le couvert végétal et la stabilité du sol. En effet, les versants

Figure 9-13. Vue aérienne oblique des badlands, vallée de la rivière Red Deer, Alberta. Gracieuseté de I.A. Campbell.

exposés au sud sont généralement recouverts d'une forêt ouverte avec des arbustes clairsemés et des graminées cespiteuses, ce qui les rend plus sensibles à l'érosion du sol (comme le montrent les racines d'arbres dégagées) que ne le sont les versants plus humides, à forêt ouverte et exposés au nord. Cette distinction ne tient plus dans les vallées plus humides de la Cordillère où les précipitations sont supérieures à 500 mm/a environ. Le climat influence également le déplacement du sol par la nature et la répartition saisonnière des précipitations. Dans la majeure partie des régions de la Cordillère et des Prairies, les précipitations accusent un maximum estival très marqué, qui s'exprime généralement sous forme d'orages violents et brefs. Ce régime pluviométrique, associé au couvert végétal clairsemé sur les pentes où les taux d'infiltration sont faibles (argiles et shales), peut conduire à la formation d'un spectaculaire relief de badlands (fig. 9-13), comme c'est le cas notamment le long de la vallée de la rivière Red Deer dans le sud-est de l'Alberta (Campbell, 1982). Dans les sols argileux très absorbants de cette région, et particulièrement sur les interfluves, il se forme généralement un réseau polygonal de fentes de dessication. Ces fentes sont souvent le site d'infiltration des eaux de ruissellement de sorte que, sauf dans le cas des orages violents, une forte proportion des eaux de pluie est absorbée par la montmorillonite. Dans les rigoles et les ravins, cependant, le remaniement des débris de shale produit une surface plus compacte où les fentes de dessication sont moins profondes et plus étroites que celles des interfluves des badlands; d'où un ruissellement accru et un surcreusement des ravins. L'élargissement périodique des ravins est causé par de petits mouvements de masse affectant la croûte argileuse découpée par les fractures polygonales. Des phénomènes d'érosion souterraine par suffosion existent également dans cette région (Bryan et al., 1978).

Toute étude de l'érosion des sols ne serait pas complète si l'on ne s'attardait pas sur la région des Prairies. Durant la terrible sécheresse des années 20 et 30, les particules fines du sol ont été transportées par le vent en volumes appréciables. Une amélioration du climat et de meilleures techniques agricoles ont permis une remarquable restabilisation des zones érodées. Encore aujourd'hui, ces territoires subissent une érosion éolienne de même qu'une érosion par le ruissellement lors de la fonte des neiges et des orages estivaux. À cause de la variabilité spatiale des taux d'érosion, il existe relativement peu de données sur l'érosion primaire des versants, par rapport à celles sur la charge en suspension des cours d'eau. Récemment, des techniques isotopiques ont néanmoins permis d'estimer les taux d'érosion des vingt-cinq dernières années. En effet, les retombées de césium radioactif (^{137}Cs) résultant des essais nucléaires réalisés dans l'atmosphère à la fin des années 50 et au début des années 60 ont été absorbées par le sol, probablement de façon uniforme, et la concentration de cet isotope affiche peu de variabilité spatiale dans les sols qui ont conservé leur couvert végétal d'origine (de Jong et al., 1983). Dans les régions cultivées, cependant, la teneur en ^{137}Cs diminue de façon marquée sur les crêtes et augmente à la base des versants, indice d'un important remaniement local du sol minéral par le ruissellement et l'érosion pluviale. Les données préliminaires sur l'épuisement des sols, établies par cette méthode relativement nouvelle, sont de l'ordre de 20 à 60 kg/m^2 pour les vingt-cinq dernières années, ce qui correspond à un taux moyen d'érosion superficielle de 0,5 à 1,5 mm/a. Ces valeurs sont de beaucoup inférieures à celles de 1 à 8 mm/a rapportées par Campbell (1982) pour l'érosion superficielle des badlands de l'Alberta, observée sur dix ans.

Dans le Haut-Arctique, l'activité géomorphologique est souvent considérée comme étant dominée par les processus périglaciaires, par exemple la gélifluxion, mais les processus normaux d'érosion des sols y ont tout de même une certaine importance, épisodiquement du moins. Par exemple, Cogley et McCann (1976) ont montré que les pluies abondantes de l'été 1973 ont produit une érosion marquée dans les îles de la Reine-Elisabeth. Cette étude a révélé que l'érosion a mis à nu la glace du sol et que la fonte de cette glace a conduit à des mouvements de masse du type dont nous avons parlé précédemment. La signification géomorphologique des averses de 1973 peut être évaluée par le fait suivant: les concentrations de sédiments en suspension dans les principaux cours d'eau durant les trois jours qu'ont duré les averses étaient presque le triple des concentrations atteintes au cours d'un jökulhlaup majeur, survenu onze jours après le maximum de la crue, et qui pourrait d'ailleurs avoir été déclenché par le ruissellement causé par ces averses.

Dans les régions côtières de la Cordillère, en Colombie-Britannique, les précipitations amplifiées par l'orographie sont intenses, mais leur pouvoir érosif sur les pentes raides est largement limité par les forêts de conifères qui interceptent les eaux de pluie et par une épaisse couche de litière et de troncs d'arbres en décomposition qui ralentissent le ruissellement. Le ruissellement subsuperficiel, notamment dans les « tunnels » formés par la décomposition des racines, pourrait expliquer en grande partie la rapidité du ruissellement dans les bassins couverts de forêts lors des grosses averses (deVries et Chow, 1978); cette interprétation ne fait pas toutefois l'unanimité (Sklash et al., 1986). Cette concentration du ruissellement subsuperficiel entraîne sans doute l'érosion de matériaux plus fins, phénomène facile à observer aux endroits où des chemins forestiers traversent des versants colluviaux abrupts. Bien que les effets de l'exploitation forestière sur l'érosion superficielle du sol puissent être marqués par endroits, surtout le long des chemins forestiers, la plupart des études mettent plutôt en évidence le rôle majeur des glissements superficiels de régolite et des écoulements torrentiels dans l'apport de sédiments aux cours d'eau (O'Loughlin, 1972; Wilford et Schwab, 1982; ce chapitre, Hewitt, 1989). La concentration de l'eau dans des tunnels pourrait en fait accélérer la remontée de nappes phréatiques perchées et hausser les pressions interstitielles par convergence de l'écoulement, augmentant d'autant le risque de glissements et de coulées de débris.

Variations temporelles de la morphogenèse des versants

Dans le bref aperçu qui précède, l'accent a été mis sur les processus qui, actuellement, semblent expliquer la plupart des modifications géomorphologiques observés sur les versants au Canada. Les taux d'activité de ces processus présentent cependant d'importantes variations temporelles dont les conséquences seront discutées ici. L'activité morphogénétique sur les versants est généralement caractérisée par une suite d'événements distincts, plutôt que par la migration ininterrompue des matériaux vers le bas des pentes. Nous savons maintenant que les divers processus

morphogénétiques, depuis les éboulements jusqu'à l'érosion du sol, connaissent des variations saisonnières liées essentiellement au climat. L'effet cumulatif de ces processus laisse une empreinte morphologique distincte sur le paysage; la forme d'un versant peut donc nous renseigner sur la nature des processus qui y agissent. À une échelle plus longue, de l'ordre de la décennie, certains épisodes peuvent être beaucoup plus marqués que l'activité moyenne prévisible à long terme pour un endroit donné. Le recul rapide des falaises dans la région des Grands Lacs au cours de périodes où le niveau des lacs est anormalement élevé, le déclenchement de très grosses coulées de débris par de violents orages dans la Cordillère et les cycles d'instabilité liés au dégel dans les falaises pergélisolées de l'Arctique sont autant d'exemples d'activité morphogénétique accélérée. Ce comportement est analogue à « l'équilibre dynamique métastable » proposé par Schumm (1977) pour décrire le comportement du lit fluvial. Par exemple, le cours normal de l'érosion et de la sédimentation par des processus superficiels, comme le ruissellement, peut être temporairement modifié par des épisodes majeurs d'érosion qui ont des effets locaux marqués sur la morphologie du versant. Sur les versants, ce qui complique surtout les choses, c'est qu'un événement morphologique majeur peut venir modifier localement la part relative de ces processus sur une longue période. Il peut arriver, par exemple, qu'un versant caractérisé par une activité colluviale mineure subisse, sous l'effet d'un mouvement de masse fortuit (attribuable, par exemple, à un sapement basal) une transformation telle qu'un glissement rétrogressif ou une déstabilisation des matériaux du versant devienne le principal agent de dénudation jusqu'à ce que la pente se ré-équilibre.

Aux échelles du siècle et du millénaire, la forme des versants et les processus qui s'y exercent peuvent varier en réponse à plusieurs facteurs. D'abord, l'encaissement et surtout la migration latérale des lits fluviaux, qui l'un et

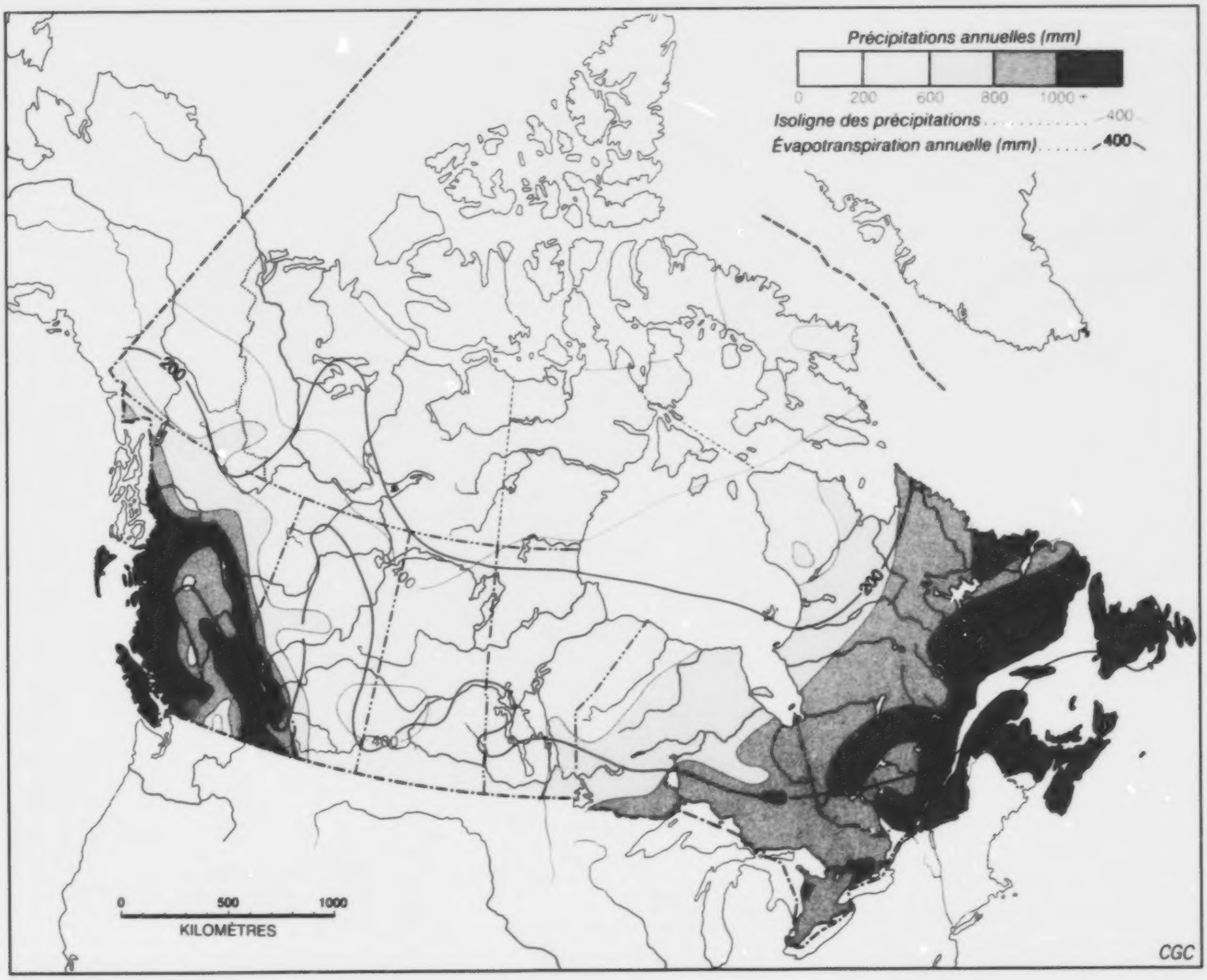


Figure 9-14. Bilan hydrique exprimé par les précipitations et l'évapotranspiration dérivées (d'après la planche 25, *Atlas hydrologique du Canada*, 1978).

l'autre accentuent la pente des versants, sont des causes très importantes d'instabilité des versants. De même, les variations climatiques peuvent, par le biais des modifications du couvert végétal, modifier de façon notable les taux d'érosion. Ce phénomène est parfaitement illustré par la rapidité de la formation de cônes de déjection dans la Cordillère durant la période «paraglaciaire» de l'Holocène inférieur (Ryder, 1971a,b). Le rôle des milieux néoglaciaires et tardiglaciaires sur le remaniement des matériaux de versants dans la Cordillère a également été mis en évidence par Slaymaker et McPherson (1977). Des données préliminaires sur le déplacement de lentes coulées de fluage dans la Cordillère (Bovis, 1985) suggèrent que les fluctuations climatiques de l'Holocène ont pu être très marquées.

À l'échelle du millénaire, l'altération, qui entraîne une fatigue progressive des matériaux des versants, est également un facteur important. Malheureusement, cette diminution progressive de la résistance ne peut être démontrée que dans le cadre d'une étude très détaillée et complète d'un versant. Finalement, les vibrations sismiques contribuent sûrement à la longue à l'affaiblissement des versants. À cet égard, les effets du séisme de 1946 sur l'île de Vancouver sont bien documentés (Mathews, 1979). Il se pourrait que certaines grandes avalanches de pierres, comme celle de Hope (fig. 9-6), aient été déclenchées par un séisme (ce chapitre; Evans, 1989). C'est sans doute dans la Cordillère que le risque de mouvements de masse déclenchés par des séismes est le plus fort, mais il faut également noter que dans la vallée du Saint-Laurent, de puissantes secousses sismiques ont été à l'origine de coulées d'argile au cours de la période historique (Desjardins, 1980).

Si les taux d'activité morphogénétique des versants sont variables dans le temps, ils le sont aussi à peu près toujours dans l'espace. Pour diverses raisons, une érosion préférentielle localisée conduit à la formation de creux, d'échancrures, d'amphithéâtres ou de couloirs dans des surfaces autrement uniformes. En effet, dans certains cas, cette dissection des versants est auto-entretenue au point que les processus de versants participent non seulement à la morphogenèse des versants des vallées, mais aussi à celle du réseau hydrographique. S'il est juste de dire que les processus de versants agissent par définition sur les versants de vallées entaillées par les cours d'eau, il ne faudrait pas oublier que certains cours d'eau occupent des vallées formées en grande partie par les processus de versants.

PROCESSUS FLUVIAUX

T.J. Day

Le transport et l'accumulation de sédiments par les processus fluviaux sont des éléments importants du paysage canadien. Cette section présente un aperçu des caractéristiques et des variations du transport sédimentaire fluvial, de son expression morphologique et des facteurs hydrologiques et géomorphologiques qui le gouvernent.

Day, T.J.
1989: Processus fluviaux. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 9, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Régimes hydrologiques

Comme l'a présenté Smith (ce chapitre, 1989), le portrait climatique moyen du Canada montre comment les grands traits physiographiques, notamment la Cordillère à l'ouest et les vastes plaines à relief adouci à l'est, influent sur les précipitations et sur le début et la durée des périodes sans gel. Ces facteurs, tout comme l'évapotranspiration, l'infiltration et certains paramètres du stockage de l'eau comme l'interception, l'humidité du sol et l'eau souterraine, déterminent les régimes hydrologiques. Réduite à sa plus simple expression, l'équation d'un bilan hydrologique présente le ruissellement comme étant égal aux précipitations diminuées de l'évapotranspiration, plus ou moins toute variation du stockage. La figure 9-14 illustre la distribution des précipitations et de l'évapotranspiration au Canada. Le ruissellement est généralement maximal le long des côtes est et ouest, et minimal dans les Prairies et basses terres ou plaines côtières de l'Arctique.

Le ruissellement annuel représente la portion des précipitations qui atteint les lits des cours d'eau sur une période d'un an (fig. 9-15). Le ruissellement annuel moyen varie de plus de 3 000 mm sur la côte ouest de l'île de Vancouver à moins de 25 mm dans certaines régions des Prairies. Environ la moitié du territoire canadien est située entre les isolignes de ruissellement de 100 et de 200 mm; le ruissellement est inférieur à 100 mm sur 14% du territoire et dépasse 3 000 mm sur seulement 0,4% du territoire.

La figure 9-16 illustre la direction des cours d'eau principaux et l'aire de leurs bassins-versants. Dans la partie ouest de la Cordillère, les cours d'eau se dirigent vers l'ouest et se jettent dans l'océan Pacifique, ou, dans le cas du bassin du fleuve Yukon, traversent l'Alaska pour se déverser dans le détroit de Bering. Le réseau du fleuve Mackenzie, de direction nord, draine environ un cinquième du territoire canadien et se jette dans l'océan Arctique; il draine la partie nord-est de la Cordillère, les deux tiers supérieurs des Plaines intérieures et certaines parties de l'ouest Bouclier canadien. Les cours d'eau de la partie nord du bouclier et des basses terres et plaines côtières de l'Arctique se jettent aussi dans l'océan Arctique. Dans les Plaines intérieures méridionales, la majeure partie du Bouclier canadien et toutes les basses terres de la baie d'Hudson, le drainage s'effectue en direction de la baie d'Hudson. L'écoulement annuel provient en bonne partie des réseaux des rivières Churchill et Saskatchewan, qui drainent les régions situées à l'est des Plaines intérieures. Les réseaux hydrographiques qui se jettent dans la baie James y contribuent également dans une large mesure. L'autre réseau important traverse la région des Grands Lacs et des basses terres du Saint-Laurent et s'écoule vers l'est le long de la marge sud-est du Bouclier canadien pour se jeter dans l'océan Atlantique. En terme d'écoulement annuel, le fleuve Saint-Laurent a le débit le plus important, suivi de près du fleuve Mackenzie. La partie orientale du Bouclier canadien au Labrador et les provinces de l'Atlantique sont drainées par des cours d'eau qui se jettent directement dans l'océan Atlantique.

Régimes selon les régions physiographiques

Cordillère. Dans cette région de montagnes, de plateaux et de vallées, l'altitude a généralement un effet plus marqué sur le climat que la latitude. En général, les préci-

pitations diminuent de la côte du Pacifique vers l'est, surtout du côté sous le vent des chaînons montagneux successifs. Dans la partie ouest de la Cordillère, à cause des versants abrupts, de l'évapotranspiration relativement faible et d'une fonte des neiges rapide, la majeure partie des précipitations est perdue au profit du ruissellement. Le débit des principaux réseaux hydrographiques dirigés vers l'ouest est maximum au printemps ou au début de l'été, à cause de l'effet combiné de la fonte des neiges, des précipitations et, dans une certaine mesure, de la fonte des glaciers (fig. 9-17). Dans les régions côtières cependant, où les hivers sont doux, le débit maximal se produit à la fin de l'automne, la saison où les pluies sont les plus abondantes. Les régimes des cours d'eau dirigés vers l'est sont aussi marqués par une crue printanière liée à la fonte des neiges; cependant, comme les précipitations sont plus faibles, les débits peuvent être beaucoup moins élevés dans ces régions. Le débit annuel moyen de tout le réseau de la Cordillère est de 24 000 m^3/s, ce qui représente 23% du débit de l'ensemble des réseaux hydrographiques du Canada.

Plaines intérieures. Les Plaines intérieures sont caractérisées par un relief faible et des taux d'évaporation élevés. À peine le tiers des précipitations totales passe aux cours d'eau; c'est la proportion la plus faible au pays. Les Plaines intérieures méridionales sont dominées par les steppes herbacées (Prairies), tandis que les Plaines intérieures septentrionales sont boisées. Dans les rivières typiques des prairies, par exemple la rivière Assiniboine (fig. 9-17), les régimes d'écoulement annuel sont dominés par l'apport de la fonte des neiges, de sorte que le débit de pointe se produit entre avril et juillet. Les variations annuelles des débits peuvent être très prononcées. Dans le cas de la rivière Saskatchewan et de certains de ses tributaires, dont la tête est située sur le versant oriental de la

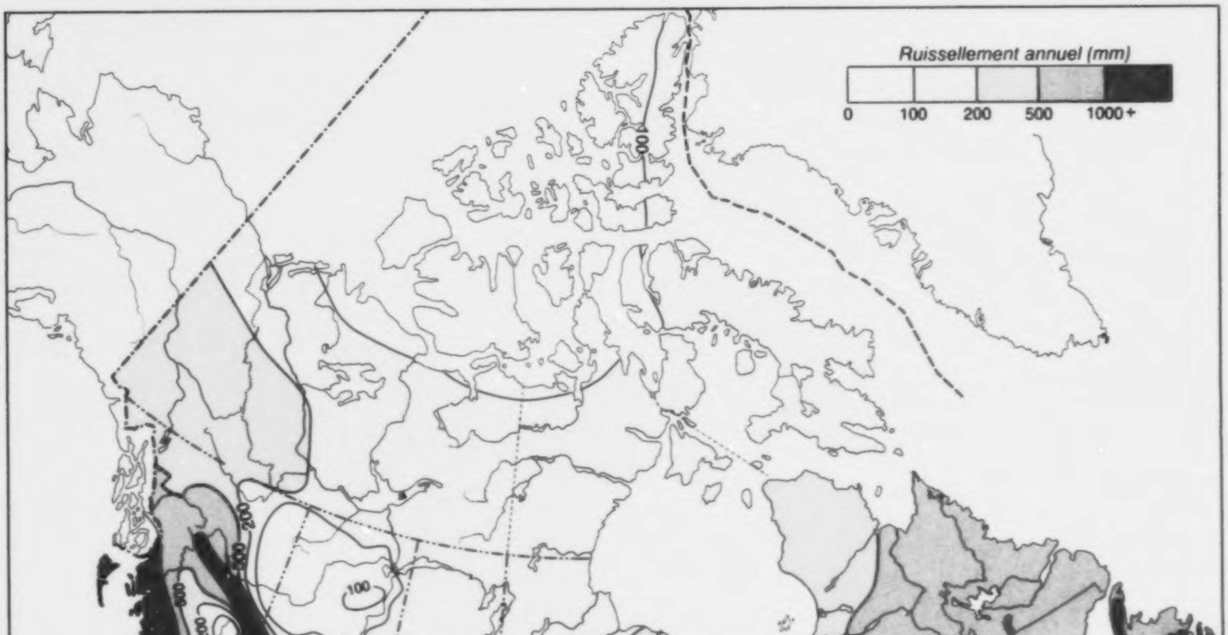


Figure 9-15. Ruissellement annuel moyen à long terme (d'après la planche 24, *Atlas hydrologique du Canada*, 1978).

Cordillère, on distingue deux débits de pointe, l'un associé à la fonte des neiges dans les Plaines intérieures, l'autre à la fonte des neiges dans les montagnes. Le débit maximal, qui se produit généralement en juin en réponse à la fonte des neiges en montagne, est le plus élevé des deux. La variabilité annuelle est considérable, surtout lors de la période de fonte des neiges dans les prairies. Dans les petits bassins du versant oriental de la Cordillère, les orages de convection d'été sont parfois une source d'eau considérable, mais les débits de pointe sont quand même dominés par la crue de fonte des neiges. Les principaux tributaires du fleuve Mackenzie, par exemple les rivières de la Paix et Liard, prennent naissance dans la Cordillère orientale et leur débit de pointe est associé à la fonte des neiges des montagnes. Les vastes tourbières de la partie centrale de la forêt boréale ont une capacité élevée de rétention d'eau. Le débit annuel moyen du fleuve Mackenzie est d'environ 9 900 m^3/sec, le deuxième en importance au Canada.

Bouclier canadien. Le ruissellement annuel provenant du Bouclier canadien passe de 680 mm au sud-est à 160 mm au nord-ouest (fig. 9-15), ces valeurs étant affec-

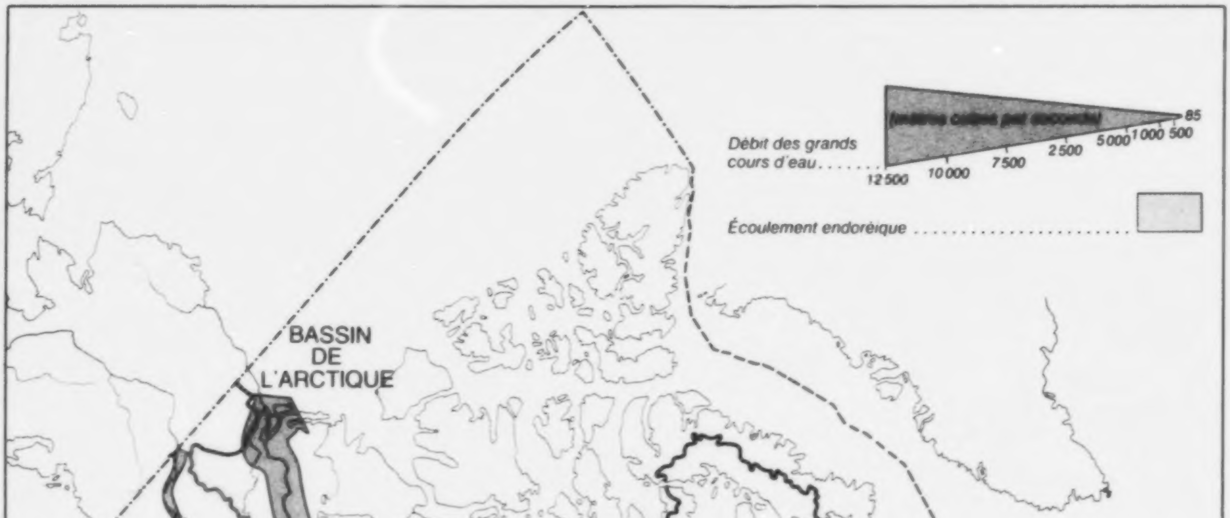
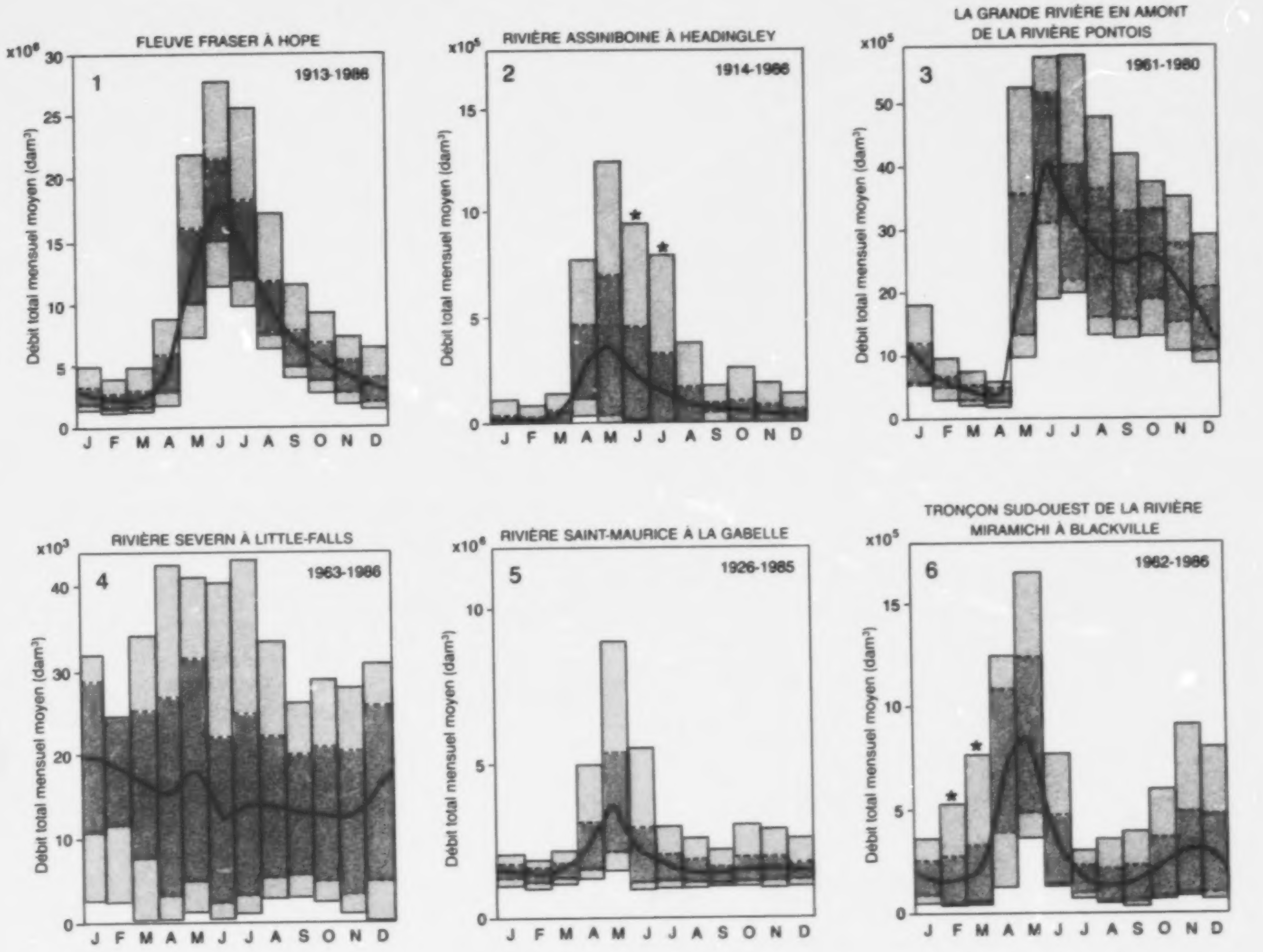


Figure 9-16. Principaux bassins hydrographiques et débit annuel des cours d'eau (d'après la planche 22, *Atlas hydrologique du Canada*, 1978). Les chiffres 1 à 7 renvoient à la figure 9-17.



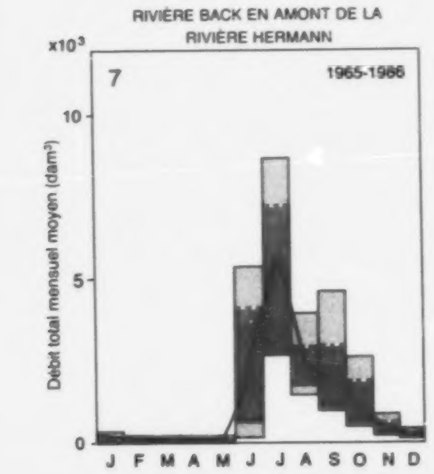


Figure 9-17. Hydrogrammes annuels de rivières caractéristiques des régimes d'écoulement dans différents bassins hydrographiques du Canada (voir fig. 9-16 pour la localisation). Les diagrammes ne sont pas tous à la même échelle. Les mois pendant lesquels la différence entre le débit minimum et le débit moyen est supérieure à un écart-type sont marqués d'un astérisque (*).

CGC

tées par les nombreux lacs, les terrains imperméables, les pentes moyennes et une évapotranspiration faible (toutefois, l'évaporation des lacs peut être importante en été). Selon le lieu, le débit maximal se produit entre mai et août (fig. 9-17). La variabilité annuelle des débits (fig. 9-17) y est généralement moindre que dans les Plaines intérieures. Les fleuves et les rivières qui se déversent dans l'ouest de la baie d'Hudson présentent des débits de pointe étalés et une variabilité annuelle moindre que celle des cours d'eau qui s'y jettent à l'est.

Basses terres de la baie d'Hudson. Les cours d'eau qui prennent naissance dans les basses terres ou qui les traversent ont leurs débits de pointe, soit entre avril et juin, c'est-à-dire en période de fonte des neiges, soit à la fin de l'été et au début de l'automne, lorsque les pluies sont abondantes (fig. 9-17). Près de 80% des basses terres sont couvertes d'une vaste tourbière plane, criblée de petits lacs; la capacité de rétention d'eau y est élevée.

Basses terres du Saint-Laurent et des Grands Lacs. Le fleuve Saint-Laurent draine cette région vers l'est et l'océan Atlantique. La plupart de ses principaux affluents, par exemple la rivière des Outaouais et le Saguenay, reçoivent des eaux de ruissellement du Bouclier canadien. Sur la rive sud du fleuve Saint-Laurent, les tributaires proviennent de la région des Appalaches. Le débit des affluents est maximal au moment de la fonte des neiges, entre mars et mai, et comporte des pics secondaires de septembre à décembre en raison des précipitations locales (fig. 9-17). Bien que le fleuve Saint-Laurent ait le plus fort débit annuel au pays, moins du tiers des précipitations annuelles de la région atteint l'océan; le reste se perd par évaporation.

Région des Appalaches. À cause du terrain relativement abrupt et imperméable, de la pente moyenne du lit des cours d'eau et des précipitations abondantes, le ruissellement est très volumineux dans cette région. Près de 83% des précipitations annuelles atteignent les cours d'eau. Ce taux de ruissellement pourrait cependant être biaisé, car la plupart des stations d'observation sont situées dans les vallées et basses terres. Le ruissellement annuel s'échelonne de 860 à 1 270 mm à l'est, et de 510 à 1 200 mm à l'ouest, où le climat est légèrement plus sec. Les débits annuels maximaux ont lieu au printemps lors de la fonte des neiges, et les pluies produisent des pics secondaires à l'automne et en hiver.

Basses terres de l'Arctique et région innuitienne. Les régimes nivaux arctiques et subarctiques sont caractérisés par une crue de fonte des neiges au printemps et des débits relativement faibles le reste de l'année, ponctués de crues pluviales périodiques (fig. 9-17). Ces crues périodiques peuvent dépasser la crue printannière, notamment sur les rivières ayant leurs sources en montagne où, en été, les précipitations peuvent être amplifiées par l'orographie et où la fonte des neiges se poursuit encore parfois. Sur les îles d'Ellesmere et de Baffin, le long de la limite nord-est de la région innuitienne, les régimes hydrologiques sont proglaciaires; tout comme les cours d'eau proglaciaires de la Cordillère, ces rivières ne connaissent pas de crue printanière soudaine. Ces régimes sont profondément influencés par la nature de la période de fonte. Les débits continuent à augmenter jusqu'à la fin de l'été, à mesure que la zone d'ablation glaciaire atteint des zones plus élevées. Dans les basses terres arctiques, les régimes de terrain tourbeux associés à un drainage inefficace sont fréquents. La tourbe et la végétation des tourbières atténuent considérablement les débits de crue par leur forte capacité de rétention d'eau et par leur faible propension au ruissellement.

Intensité de l'érosion fluviale

À l'échelle régionale, l'érosion est d'autant plus marquée que le relief est plus élevé, le climat plus humide et neigeux, et le sol plus riche en glace. Bird (1980, son tableau 6-2) a présenté des estimations des taux régionaux d'érosion fondées sur les débits solides des grands bassins-versants. L'abaissement général de la surface dans la Cordillère occidentale varie de 50 à 100 mm/ka. Pour les basses terres et les hautes terres de l'Arctique, les taux d'érosion sont estimés à 10-35 mm/ka et 35-65 mm/ka respectivement. Pour les Prairies, les taux estimés sont de 10-30 mm/ka. Des taux de 15-35 mm/ka ont été calculés pour le sud-est du Canada, et de 5-15 mm/ka pour le Bouclier canadien. Ces taux d'érosion sont des estimations approximatives fondées sur des données éparses enregistrées sur de courtes périodes. Le problème, c'est que les données sur les débits solides, sur lesquelles sont fondées les estimations des taux d'érosion, peuvent être affectées par la remobilisation de dépôts plus anciens et par l'interception de sédiments par les lacs et les plaines alluviales.

Processus et caractéristiques du transport des sédiments

Le transport fluvial des produits de l'érosion et de l'altération s'effectue essentiellement par trois mécanismes: transport en suspension, transport en solution et traction sur le fond. Ces mécanismes ont des caractéristiques différentes, et la proportion de la charge transportée par chacun varie d'une région à l'autre en fonction de la topographie, de la géologie et du régime hydrologique. Autrement dit, les processus fluviaux sont des processus de moyennes et basses altitudes (fig. 9-3) par lesquels des débris glaciaires, colluviaux et alluviaux sont transportés vers des sites d'accumulation situés plus bas. Ces processus de transport et sites d'accumulation sont illustrés schématiquement à la figure 9-18.

Transport en suspension

À cause des courtes périodes d'enregistrement et de la faible densité des données sur lesquelles ils s'appuient, les essais de généralisation à propos des concentrations de sédiments en suspension (Stichling, 1973; Slaymaker et McPherson, 1973) ont une valeur limitée. La variabilité inhérente du transport, due aux caractéristiques spatiales et temporelles des processus d'érosion et d'apport de sédiments, complique tout effort de généralisation. Néanmoins, il est possible d'établir une certaine relation entre les concentrations annuelles et le débit total des sédiments en suspension ou les régions géographiques. Les paramètres annuels moyens nous renseignent dans une certaine mesure sur les caractéristiques spatiales générales et sur la variabilité des régimes de transport des sédiments en suspension mais, en même temps, ils en masquent des caractéristiques temporelles importantes.

Dans la région de la Cordillère, le transport des sédiments en suspension est associé principalement au ruissellement printanier de l'eau de fonte des neiges. Par

Tableau 9-4. Charges annuelles de sédiments en suspension dans le fleuve Fraser, à Mission, C.-B.

Année	Charge sédimentaire en suspension (10^3 t)
1966	19 300
1967	26 100
1968	20 900
1969	13 900
1970	11 500
1971	17 500
1972	30 900
1973	12 200
1974	24 900
1975	12 000
1976	24 900
1977	14 500
1978	12 300
1979	15 000
1980	10 900
1981	12 400
1982	25 600
1983	8 090
1984	12 300

Source : Milliman (1980)

exemple, dans le cours inférieur du fleuve Fraser, plus de 80% de la charge annuelle est transportée durant la période de crue à la fin du printemps et au début de l'été. Il existe un retard très marqué dans la relation entre la charge en suspension et le débit d'eau; l'essentiel de la charge sédimentaire en suspension est tranporté avant que le débit n'atteigne sa valeur maximale, et les concentrations diminuent rapidement une fois le débit de pointe passé (Milliman, 1980). Les totaux annuels de la charge en suspension du fleuve Fraser, mesurés près de la côte, sont indiqués au tableau 9-4. Dans toute la Cordillère, le transport de sédiments en suspension est maximal durant la période de ruissellement des eaux de fonte des neiges, sauf dans les montagnes de la côte ouest, où le ruissellement des pluies hivernales peut également transporter en suspension une charge sédimentaire appréciable.

Des régimes semblables de transport en suspension ont été observés sur le versant oriental de la Cordillère. Nanson (1974) a documenté, pour un très petit bassin-versant, les rapports existant entre la charge en suspension et le débit à trois moments distincts: lors du passage de l'eau de fonte printanière, lors des crues pluviales, et lors de crues essentiellement nivales. Des concentrations instantanées de plus de 5 000 mg/L ont été mesurées. Hudson (1983) a montré que presque toute la charge annuelle

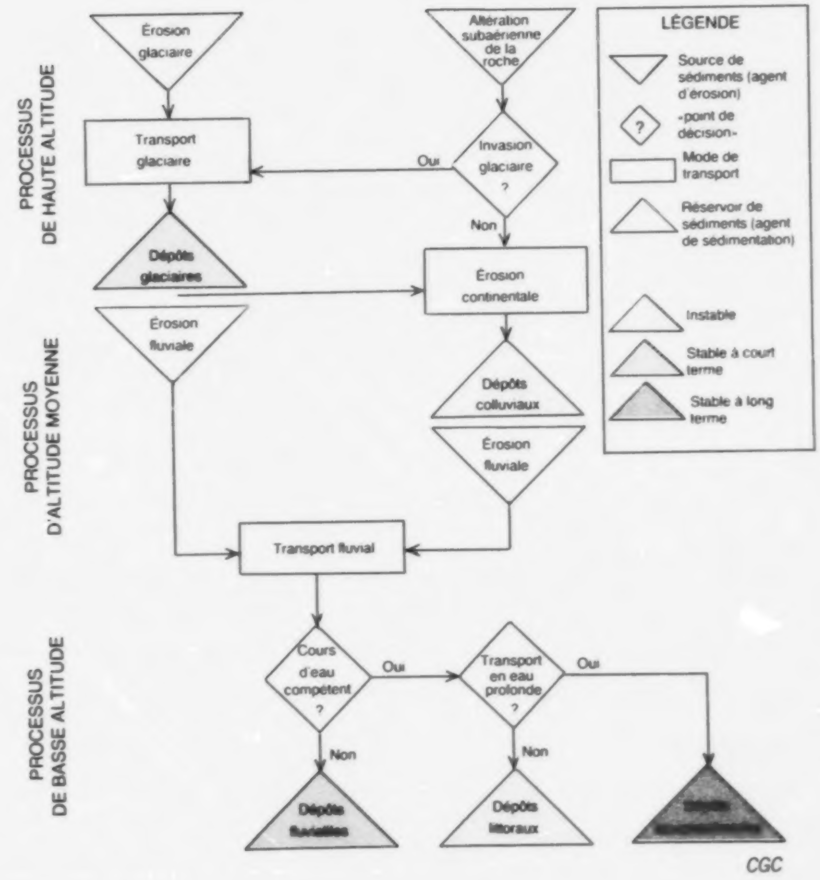


Figure 9-18. Modèle d'érosion-transport-sédimentation selon les grands types de paysages (d'après Church, 1980).

de sédiments en suspension de la rivière Elbow est transportée au cours de la crue nivale en mai et juin. D'après Hudson, l'érosion des berges est la source de 25% de la charge en suspension. Il existe également une hystérèse importante entre les divers paramètres du transport sédimentaire dans cette rivière.

Les cours d'eau issus de la Cordillère orientale sont tributaires, soit du réseau du fleuve Mackenzie qui s'écoule vers le nord, soit du réseau de la rivière Saskatchewan qui s'écoule vers l'est. Les régimes de charge en suspension sont donc transférés de la Cordillère au Plaines intérieures. Dans le cas de la rivière Saskatchewan Sud, cependant, l'influence de la fonte locale des neiges dans les prairies commence à ressortir près de la frontière entre l'Alberta et la Saskatchewan, où une augmentation du débit se produit de mars à mai, avant que ne surviennent les débits généralement dominés par le ruissellement nival provenant des montagnes. Le régime du transport en suspension suit la courbe hydrographique annuelle et est donc caractérisé par une période initiale de transport en mars et avril, suivie d'un épisode majeur entre mai et juillet. Ces deux épisodes séparés produisent une hystérèse dans les rapports entre la charge sédimentaire et le débit. Les concentrations journalières de sédiments en suspension sont parfois maximales durant la période de ruissellement nival provenant des Plaines intérieures, mais la majeure partie de la charge passe durant la période de ruissellement nival provenant des montagnes, surtout avant les débits de pointe. Bien que les sables puissent représenter jusqu'à 50% de la charge en suspension, la fraction silteuse et argileuse en constitue normalement plus de 70%. Ces caractéristiques du régime de la rivière Saskatchewan demeurent inchangées jusqu'à ce qu'elle se jette dans le lac Winnipeg. Dans la partie orientale des Plaines intérieures, la part de la fraction silteuse et argileuse dans la charge en suspension augmente et, s'il est vrai que les concentrations maximales sont enregistrées au cours de la période de ruissellement nival provenant des Plaines, il demeure que la majeure partie de la charge totale est transportée au moment de la crue attribuable à la fonte des neiges en montagne.

Les régimes de transport en suspension dans les rivières dont le cours est entièrement situé dans les Plaines intérieures ne connaissent qu'un seul épisode principal, lequel a lieu en avril et mai dans le cas de la rivière Assiniboine. Ici encore, près de 70% de la charge est transportée au cours de cette crue printannière. Durant la majeure partie de l'année, les silts et les argiles constituent plus de 85% de la charge en suspension; au cours des débits de pointe, toutefois, les sables peuvent représenter jusqu'à 40% des sédiments en suspension.

La charge sédimentaire du fleuve Mackenzie atteignant la mer de Beaufort a récemment été estimée à environ 150 × 10^6 t/a (Neill et Mollard, 1980; Harper et Penland, Woodward Clyde Consultants, Victoria, C.-B., rapport fourni au Centre géoscientifique de l'Atlantique, 1982). L'essentiel de cette charge sédimentaire est transporté entre juin et octobre, et presque toute la charge est transportée en suspension. Dans le fleuve Mackenzie, en amont du delta, le débit sédimentaire culmine en août; une tendance similaire, quoique moins prononcée, a été observée dans les chenaux du delta (Davies, 1975). Les sédiments en suspension traversant la zone deltaïque sont essentiellement des argiles (35-55%) et des silts (40-60%), avec des quantités accessoires de sables (moins de 5%; Davies, 1975). La plupart des sédiments fluviaux qui atteignent le delta du Mackenzie et la mer de Beaufort proviennent des montagnes de la Cordillère orientale au nord de 57°N. Les sédiments provenant des bassins situés plus au sud dans la Cordillère et dans les Plaines intérieures sont déposés dans de grands lacs ou des réservoirs hydroélectriques.

Comme prévu, les concentrations et les débits sédimentaires en suspension sont plus faibles sur le Bouclier canadien que dans la Cordillère et les Plaines intérieures. Krank et Ruffman (1982) ont estimé qu'en moyenne, 14 × 10^6 t de sédiments en suspension sont déposés chaque année dans la baie James par les cours d'eau de la côte est; pour la côte ouest, environ 27 × 10^6 t/a sont transportés par des rivières dont la source ou le cours est situé dans les basses terres de la baie d'Hudson.

Dans les basses terres du Saint-Laurent, les concentrations et les débits de sédiments en suspension sont généralement plus élevés que dans le Bouclier canadien. Par exemple, Ongley (1973) a déterminé des débits sédimentaires annuels moyens de 6,3 à 66 tonnes pour 52 bassins tributaires du lac Ontario. Pour un de ces bassins, Ongley et al. (1981) ont montré que les variations annuelles des concentrations de sédiments en suspension présentaient un maximum printanier attribuable à la fonte des neiges, un minimum estival et un retour à des concentrations élevées en automne, en raison de crues pluviales. Les concentrations maximales printanières étaient de 300 mg/L tandis que les concentrations d'été étaient de 5 mg/L ou moins; en automne, les concentrations étaient semblables à celles observées lors de la crue printanière.

Les études de Julien et Frenette (1984) portant sur des bassins-versants cultivés de la rive sud du fleuve Saint-Laurent, dans les basses terres, indiquent une seule période de transport dominante, située entre février et mars, et une pointe en avril attribuable à la fonte des neiges. Les débits annuels de sédiments en suspension variaient de 40 à 380 t. Frenette et Larinier (1973) ont montré que le volume de sédiments en suspension transportés par le fleuve Saint-Laurent est davantage lié à la charge de ses principaux affluents qu'à sa propre charge, ce qu'ils attribuent principalement au fait que les sédiments provenant de la partie supérieure du bassin versant sont déposés dans les Grands Lacs. Ces auteurs ont montré que les concentrations en aval de la confluence de la rivière des Outaouais et du fleuve Saint-Laurent varient de 0 à 30 mg/L, et que le débit sédimentaire annuel moyen est de 2,5 × 10^6 t/a (soit environ un vingtième du débit estimé du fleuve Mackenzie). Le plus fort débit sédimentaire enregistré en une journée est de 25 000 t.

Dans les cours d'eau de la région des Appalaches, le transport sédimentaire est maximal au printemps à cause de la fonte des neiges, faible en été, puis il s'accroît en hiver en raison des précipitations. Dans le cas de la rivière Kennebecasis, au Nouveau-Brunswick, les concentrations instantanées peuvent atteindre plus de 600 mg/L et les débits sédimentaires journaliers peuvent être supérieurs à 11 000 t; le transport annuel moyen est d'environ 35 × 10^3 t.

Une caractéristique fréquente du transport des sédiments en suspension est l'existence d'événements de

grande intensité mais de courte durée. Par exemple, dans la rivière Highwood de la Cordillère orientale, 68% du débit annuel total de la charge en suspension en 1975 provient d'un seul événement d'une durée équivalant à 1% de l'année. De plus, les charges transportées au cours de ces événements peuvent représenter un volume sédimentaire supérieur à la somme des charges de plusieurs autres années réunies.

Charge de fond

Ce type de transport sédimentaire est moins bien documenté: peu de bonnes études ont été exécutées sur le terrain, les mesures sont difficiles à réaliser et seules quelques séries d'observations de bonne qualité sont disponibles. Cette disette d'information est partiellement attribuable à la diversité et à la complexité des facteurs qui gouvernent le processus de traction sur le fond. Ce mécanisme de transport est particulièrement significatif dans les cours d'eau à lit graveleux, lesquels diffèrent des cours d'eau à lit sableux par l'absence de micro-formes hydrodynamiques, par le déplacement sporadique et partiel des matériaux du lit, par l'inactivité presque continue de leurs lits, par l'étalement granulométrique des sédiments et par les écarts entre la taille des matériaux en surface (pavage et dallage) et celle des matériaux sous-jacents. Certains résultats illustrant les taux et les processus de transport sont cependant disponibles.

Par exemple, Nanson (1974) a montré, pour un petit cours d'eau de montagne, que l'apport de sédiments au ruisseau, et par conséquent le volume de la charge de fond en transit, sont contrôlés par l'apparition et la fréquence des mouvements de masse sur les versants de la vallée. Nanson a également montré que la formation de pavages au fond des chenaux exerçait également une influence sur les taux de transport. Des taux de transport de 0,2 à 107 kg/min ont été mesurés, et des relations ont pu être établies entre le volume de la charge de fond et le débit d'eau avant et après le débit de pointe, reflétant ainsi les processus d'apport de sédiments et de pavage du lit.

Hudson (1983) a mesuré, dans la rivière Elbow de la Cordillère orientale, d'importantes variations spatiales et temporelles des taux de transport par traction sur le fond. D'après ses estimations, la charge de fond mesurée atteint tout juste le quart de la charge théoriquement possible (fondée sur des considérations hydrauliques), à cause des obstacles à l'approvisionnement en sédiments. Il a également mis en évidence dans le transport de la charge de fond une discontinuité vers l'aval, attribuable à une diminution de la compétence du cours d'eau entre son tronçon supérieur, dans la zone des contreforts, et son tronçon inférieur, dans les Plaines intérieures. Sous l'effet de cette discontinuité, les sédiments se déposent sous forme de vagues sur le lit. En se fondant sur les travaux de Hollingshead (1968), Hudson a calculé des taux de transport qui varient de 24 à 91 kg/h ou 0,6 à 2 190 t/jour pour un site d'échantillonnage situé dans la partie inférieure des contreforts.

Dans le cas de plus gros cours d'eau proglaciaires à lit graveleux, sur l'île de Baffin, Church et Gilbert (1975) ont montré que la charge de fond représentait 77 à 90% de la charge sédimentaire annuelle. Church (1972) a calculé, sur de courtes périodes d'enregistrement (une saison), des valeurs de transport par traction variant de 29 à 1 114/km^2 de superficie de bassin-versant dans le cas de plusieurs rivières à lit graveleux sur l'île de Baffin. Tywoniuk (1977) a mesuré des débits de 2,7 à 260 t/jour pour la charge de fond de la rivière Vedder en Colombie-Britannique. Les données de Jony (1976) au sujet de la rivière Vedder ont ceci d'intéressant qu'elles tiennent compte du périmètre du lit effectivement occupé par la charge de fond (périmètre effectif) et des variations des taux de transport à l'intérieur de ce dernier. Dans le cas des grandes rivières à fond graveleux de l'Alberta, Galay (1970) a calculé dans la rivière Saskatchewan Nord un taux de transport sur le fond de 0,46 kg/s par mètre de largeur du lit. Ce taux, établi seulement pour une courte période, a été déterminé d'après le déplacement de gros bancs graveleux.

Plus récemment, D.G. McLean et M.C. Mannerström (non publié) ont montré, pour le cours inférieur graveleux du fleuve Fraser, que les modifications morphologiques du lit n'étaient généralement pas associées aux périodes des grandes crues, mais qu'elles obéissaient plutôt à des changements relativement localisés du tracé des lignes d'écoulement. Il est essentiel de comprendre le rôle du transport sédimentaire dans l'édification des bancs alluviaux et dans la sédimentation sur le lit principal du cours d'eau afin de déterminer l'origine de ces modifications morphologiques locales.

Il existe étonnamment peu de données sur la fraction sableuse de la charge de fond. Sur un tronçon sableux du fleuve Fraser, des taux de transport d'environ 450 à 5 440 t/jour, pour des débits variant entre 2 830 et 14 200 m^3/s, ont été mesurés (Western Canada Hydraulic Laboratories Ltd., 1978).

Transport en solution

Au Canada, les eaux de surface présentent des caractéristiques minérales extrêmement différentes d'une région à l'autre. En effet, en milieu côtier, les cours d'eau ont généralement de faible teneurs en produits dissous, tout comme les eaux superficielles du Bouclier canadien; dans la région des Plaines intérieures, par contre, les eaux sont très minéralisées. Les eaux superficielles au Canada sont généralement riches en bicarbonates de métaux alcalino-terreux (Direction générale des eaux intérieures, 1977). Ces bicarbonates de calcium et de magnésium proviennent principalement du calcaire, de la dolomie et de l'argile. Les bicarbonates alcalino-terreux constituent de 11 à 91% de la charge dissoute totale, et leur concentration dans la plupart des cours d'eau majeurs varie de 50 à 90%. La charge dissoute des cours d'eau ne provient pas exclusivement de l'érosion chimique des bassins versants; d'autres sources, notamment atmosphériques, y contribuent (voir par exemple, Singh, 1970; Meybeck, 1983); cependant, les effets de ces autres contributions ont été peu étudiés et, dans certains cas, sont jugés faibles (McPherson, 1975; Zerman et Slaymaker, 1978).

Dans les bassins versants côtiers de la Cordillère occidentale, les concentrations médianes de solides dissous sont de l'ordre de 50 à 160 mg/L. Sur le versant oriental des montagnes Rocheuses, Hudson (1983) a mesuré des concentrations de 120 à 300 mg/L sur plusieurs petits bassins. Dans le fleuve Yukon, qui s'écoule vers le nord, la concentration médiane est d'environ 120 mg/L; la charge dissoute est progressivement diluée vers l'aval à cause de l'apport d'eau des tributaires. Par contre, la quantité

totale de solides dissous dans le fleuve Mackenzie augmente vers le nord, essentiellement à cause du lessivage des formations calcaires et dolomitiques des monts Mackenzie et Franklin. Les réseaux des rivières Saskatchewan Nord et Sud, dirigés vers l'est, présentent des concentrations médianes de 200 à 240 mg/L environ. Dans la rivière Saskatchewan Nord, les concentrations sont généralement plus faibles que dans la rivière Saskatchewan Sud, à cause des apport d'eau peu minéralisée provenant du Bouclier canadien; cependant, elles augmentent avec l'arrivée des tributaires de la région des Plaines intérieures. En aval de la confluence des bras nord et sud de la rivière Saskatchewan, la quantité totale de solides dissous diminue à cause de la dilution que causent les eaux provenant du Bouclier. Dans la région des Plaines intérieures, les eaux sont très minéralisées et les concentrations médianes varient de 250 à plus de 1 000 mg/L.

Les cours d'eau qui prennent naissance sur le Bouclier canadien présentent des concentrations totales de solides dissous d'environ 150 mg/L. Dans les cours d'eau qui traversent le Bouclier canadien, il y a dilution de la charge dissoute, tandis que dans les cours d'eau qui prennent naissance sur le Bouclier et qui traversent les basses terres de la baie d'Hudson, les teneurs en produits dissous augmentent. Dans les basses terres du Saint-Laurent, les concentrations en solides dissous des principaux cours d'eau émanant du Bouclier canadien s'accroissent à mesure des apports d'eau provenant de terrains calcaires et dolomitiques; dans les basses terres, les concentrations sont élevées (valeur médiane d'environ 300 mg/L). Le long du fleuve Saint-Laurent, la concentration de la charge dissoute diminue légèrement vers l'est avec l'arrivée des eaux venant du Bouclier canadien et des Appalaches. Les concentrations totales en solides dissous dans les cours d'eau de la région des Appalaches sont faibles, les valeurs médianes variant d'environ 15 à 50 mg/L.

Même si des estimations des tonnages de la charge dissoute sur le continent sont disponibles (par exemple Livingstone, 1963, donne une moyenne continentale de 33 t/km), il n'existe pas de véritable synthèse des sources de données disponibles pour le Canada. Plusieurs études réalisées à l'échelle locale et régionale ont cependant permis de calculer les rendements en produits dissous pour certains bassins-versants (par exemple, Slaymaker et McPherson, 1973; Ongley, 1973; McPherson, 1975); McPherson (1975) a calculé des rendements annuels en solides dissous variant entre 0,31 et 100 t/km^2 pour 21 bassins de taille intermédiaire (133 à 1 427 km^2) drainant le versant oriental de la Cordillère. Dans 50% de ces bassins, les rendements annuels étaient inférieurs à 17,5 t/km^2. Dans une étude plus élaborée de la rivière Elbow, dans la Cordillère orientale, Hudson (1983) a observé des rendements annuels de 98 t/km^2 en montagne, 65 t/km^2 dans les contreforts supérieurs, 54 t/km^2 dans les contreforts inférieurs et 25 t/km^2 dans les plaines. Hudson a expliqué ces faibles valeurs par l'effet des basses températures du sol en montagne et dans les contreforts. Ongley (1973) a calculé des rendements annuels beaucoup plus élevés pour 52 bassins des basses terres du Saint-Laurent qui se déversent dans le lac Ontario; ces rendements variaient de 48 à 267 t/km^2, et la superficie des bassins variait de 2,6 à 12 941 km^2.

Morphologie et processus fluviaux

Au Canada, il existe plusieurs types morphologiques de cours d'eau, allant des lits festonnés des régions pergélisolées aux larges lits graveleux de la Cordillère canadienne. Plusieurs facteurs sont à l'origine de cette diversité, notamment les apports d'eau et de sédiments venant de l'amont, les matériaux limitrophes, le contexte géomorphologique, l'histoire géologique et, dans une moindre mesure, le régime glaciel.

Les apports d'eau et de sédiments venant de l'amont déterminent les dimensions du chenal et plusieurs autres de ses traits morphologiques. Outre le débit proprement dit -qui se reflète dans les principales dimensions du lit fluvial- la variabilité temporelle est importante. Par exemple, Kellerhals et al. (1972) ont mis en évidence des différences morphologiques, dans un même contexte géomorphologique, entre des cours d'eau bénéficiant de l'effet modérateur d'un stockage lacustre et ceux qui n'en bénéficient pas. La charge sédimentaire, bien qu'étroitement associée au débit, reflète à plus long terme les effets et les variations de la géologie, du climat et de l'utilisation du sol. Vu les relations complexes, et encore mal connues, entre les divers facteurs contrôlant la morphologie du lit fluvial, il n'est pas encore possible d'établir des rapports simples entre les caractéristiques de la charge sédimentaire et la morphologie du lit fluvial. La simplification schématique présentée par Mollard (1973) permet néanmoins certaines généralisations utiles. Par exemple, les lits fluviaux stables, à pente faible, et comportant divers types de méandres, sont caractérisés par de faibles apports en sédiments et par la prédominance de la charge en suspension sur la charge de fond. Inversement, dans les cours d'eau caractérisés par une importante charge de fond et par des apports sédimentaires considérables, les lits fluviaux sont instables et leur pente est relativement raide; dans ces cas, les formes caractéristiques vont des lits à méandres aux lits en tresses. Au-delà de ces généralisations, la détermination des effets des apports sédimentaires et du mécanisme de transport sédimentaire sur la morphologie des cours d'eau exige une étude détaillée.

Les matériaux limitrophes du lit fluvial (les sédiments constitutifs du lit et des berges, et les matériaux adjacents au chenal) ont un effet sur la stabilité locale du lit parce qu'ils déterminent la résistance des berges et les seuils d'érosion. À cet égard, la composition et la stratigraphie des dépôts en surface d'origine glaciaire sont particulièrement importantes. Ainsi, à de nombreux endroits au Canada, les cours d'eau qui s'écoulent dans des matériaux glaciaires grossiers ont des lits pavés de blocs qui limitent l'érosion du lit et le développement « normal » du chenal. Church (1983b) a montré l'importance des épisodes alluviaux anciens et de la composition du lit et des berges pour comprendre le problème d'affouillement des ponts sur la rivière Thompson en Colombie-Britannique. Dans ce cas précis, la présence de graviers alluviaux grossiers reposant sur des silts et des argiles glaciolacustres, ainsi que la présence sporadique de dépôts consolidés de till et de sédiments glaciolacustres expliquent la variabilité de l'affouillements des piliers le long de la rivière.

La morphologie d'un cours d'eau reflète directement son contexte géomorphologique. Par exemple, sur un delta, les lits sont généralement profonds et relativement droits;

en amont d'un cône alluvial, les lits dessinent souvent des méandres et comportent fréquemment des bassins d'inondation, tandis que les lits fluviaux qui traversent un cône alluvial sont soit droits et étroits soit peu profonds et abrupts. Les plaines alluviales des vallées ont généralement des pentes appropriées pour un débit et des charges sédimentaires normaux; lors de crues, les eaux peuvent alors s'étaler pour réoccuper des chenaux abandonnés, remplir les bassins inondables et déposer des sédiments sur la plaine d'inondation. Les liens entre un cours d'eau et sa vallée ainsi que le degré d'encaissement ou de confinement du lit fluvial sont des indicateurs utiles des processus qui agissent à plus long terme sur le lit fluvial. Au Canada, beaucoup de cours d'eau sont encore au stade de jeunesse, parce que le territoire était encore largement recouvert de glaces il y a encore 12 ka. Depuis ce temps, les régimes hydrologiques ont subi des modifications rapides; c'est pourquoi, il existe beaucoup de cours d'eau inadaptés (Kellerhals et al., 1972; Galay et al., 1973), aux lits encaissés et confinés. Le contrôle géologique de la morphologie du lit fluvial est facilement constaté pour de nombreux cours d'eau du Bouclier canadien, dont les lits suivent les fractures du substratum. À plus long terme, au-delà des effets des épisodes glaciaires et postglaciaires, le contrôle géologique s'exprime également par le fait que les grandes rivières sont contrôlées par les grands éléments tectoniques. C'est ainsi, par exemple, que les cours d'eau des Plaines intérieures s'écoulent vers l'est, s'éloignant des montagnes Rocheuses.

Caractéristiques régionales

La grande diversité des facteurs morphologiques et la complexité de leurs liens limitent les possibilités d'énoncer des généralisations régionales. Ces généralisations sont d'autant plus difficiles à faire qu'il existe peu d'études portant sur les divers facteurs potentiels, autant historiques qu'actuels.

L'étude réalisée par Shaw et Kellerhals (1982) sur les principales rivières des plaines de l'Alberta est une exception notable. Ces cours d'eau ont été divisés en trois tronçons: un tronçon supérieur montagneux, un tronçon moyen graveleux et un tronçon inférieur sableux. Lorsqu'elles sortent des montagnes, ces rivières empruntent des vallées, soit préglaciaires, soit postglaciaires; parfois, un même cours d'eau, par exemple la Saskatchewan Nord, occupera successivement ces deux types de vallée. L'érosion verticale des vallées a été le processus postglaciaire prédominant, compliqué cependant par les effets du relèvement isostatique différentiel qui entraînent une diminution des pentes en direction du nord-est. Par suite du relèvement, les tronçons inférieurs ont pu passer au stade d'alluvionnement, ce qui, d'après Shaw et Kellerhals (1982), pourrait expliquer la transition abrupte des lits graveleux aux lits sableux.

Dans la Cordillère, il n'est pas facile de faire des généralisations sur la morphologie des cours d'eau, étant donné que le drainage s'effectue généralement d'est en ouest, tandis que les éléments structuraux sont orientés du nord au sud. Dans les tronçons supérieurs, donc en montagne, les lits sont naturellement abrupts et formés de matériaux grossiers. Lorsque des cours d'eau, comme le fleuve Fraser, traversent des chaînes de montagnes, leurs lits sont contrôlés par le substratum rocheux et leurs vallées suivent généralement des failles ou d'autres discontinuités tectoniques. Dans les plateaux de la Cordillère, les vallées occupent des fossés qui peuvent comporter, par endroits, de grands lacs évoquant des fjords et, ailleurs, d'épais remblaiements de sédiments non consolidés. Ces cours d'eau réunissent donc deux principaux types morphologiques: des vallées profondes encaissées dans des sédiments tendres et des plaines alluviales construites sur des bassins lacustres remblayés.

Les cours d'eau des Appalaches ressemblent, par leurs caractéristiques régionales, à ceux de la Cordillère, sauf que leurs sources ne sont pas situées en montagne. De plus, les éléments tectoniques qui contrôlent le relief régional sont plus modestes. Sur le Bouclier canadien, le cours d'eau typique occupe une vallée dont le tracé est contrôlé par le substratum et qui joint deux lacs. Les pentes des lits fluviaux sont irrégulières, et les chutes et rapides fréquents. Comme le relief y est généralement faible, les apports sédimentaires sont désormais très réduits. Les quelques sédiments érodés sur cette surface autrefois englacée sont interceptés dans le premier bassin lacustre rencontré en aval, qui n'est jamais bien loin.

À l'échelle du Canada, et parfois même à l'intérieur d'une même région, il existe toute une variété de types morphologiques de cours d'eau, qui sont déterminés par divers facteurs qui dominent régionalement ou localement. Cette diversité est trop importante, et les raisons en sont trop compliquées pour être décrites ici. Le lecteur se reportera aux textes suivants: Kellerhals et al. (1972), Galay (1970), Lewis et McDonald (1973) et Mollard (1973); ces rapports renferment des photographies et des tableaux synoptiques. De plus, Neill et Mollard (1980) fournissent des renseignements sur les processus de sédimentation et d'érosion de certains cours d'eau nordiques.

Variations à long terme du transport sédimentaire fluvial

Les caractéristiques annuelles et saisonnières du transport sédimentaire fluvial ont été brièvement décrites dans les sections précédentes. Si les variations à court terme du transport fluvial sont considérables, les variations à plus long terme -depuis la dernière glaciation- peuvent l'être encore plus. Les concepts de processus périglaciaires, dont l'activité est gouvernée par les basses températures associées à la présence de glace dans le sol, sont maintenant bien établis (ce chapitre, French, 1989). Les milieux proglaciaires ont aussi une grande influence sur la distribution et l'intensité des processus fluviaux. Les études portant sur les sandurs de l'île de Baffin (Church, 1972) et plus récemment, sur ceux du lac Sunwapta en Alberta (Gilbert et Shaw, 1981), montrent les rapports qui existent entre les milieux proglaciaires et le transport des sédiments. Cela dit, la morphosédimentologie d'un grand nombre de cours d'eau modernes n'est associée ni aux milieux périglaciaires, ni aux milieux proglaciaires; et pour les expliquer, il faut recourir au concept du paraglaciaire. Introduit par Ryder (1971a) et élargi par Church et Ryder (1972), ce concept du paraglaciaire repose sur le principe qu'à la suite de la déglaciation, un volume considérable de sédiments glaciaires se trouve en condition d'instabilité. En effet, ce matériau devient sujet à des coulées de débris et à des coulées boueuses et peut dévaler des pentes pour éventuellement s'accumuler temporairement dans les vallées ou être transporté par les cours d'eau.

Sur le plateau intérieur de la Colombie-Britannique,

la vallée de la rivière Thompson renferme des dépôts fluviaux paraglaciaires. Ils peuvent y atteindre 175 m d'épaisseur et sont composés de sables et de graviers déposés au début du postglaciaire par de larges rivières anastomosées. Il existe dans cette vallée au moins deux phases de remblaiement d'âge distinct. D'après Anderton (1970), ces remblaiements alluviaux pourraient s'être produits en l'espace de 1 000 ans. Des dépôts semblables sont présents dans les vallées du fleuve Fraser et des rivières Similkameen et Bonaparte, dans le centre de la Colombie-Britannique (Church et Ryder, 1972). Dans le cadre d'une analyse plus poussée des données provenant de l'île de Baffin, Church et Ryder (1972) ont démontré que la formation des plaines d'épandage fluvioglaciaire (vallée de l'Ekalugad), entre le moment où les glaces ont commencé à se retirer de la moraine déposée à la tête de la vallée (5,7 ka) et la fin du retrait glaciaire, quelque 1,4 ka plus tard, reflète une accumulation considérable, sans commune mesure avec la sédimentation des fjords qui a débuté vers 4 ka.

Plus récemment, Jackson et al. (1982) ont montré que les processus paraglaciaires sont responsables de l'alluvionnement de la rivière Bow au début du postglaciaire (11,5 à 10 ka), sur la marge orientale des montagnes Rocheuses. Durant cette période de sédimentation rapide, la rivière Bow avait un lit graveleux anastomosé, de morphologie tout à fait différente de sa forme actuelle, caractérisée par un lit simple, sinueux, et presque stable. De même, Smith (1975) a démontré, par l'examen de la stratigraphie d'un delta au lac Upper Waterfowl en Alberta, que les taux de sédimentation avant 6,6 ka dépassaient de plus du double les taux enregistrés depuis ce temps.

Cette grande disponibilité des sédiments, en plus d'accroître de façon appréciable la charge sédimentaire des cours d'eau, se traduit aujourd'hui par la présence de terrasses le long de certains des plus grands cours d'eau du Canada (par exemple, la rivière Thompson et le fleuve Fraser en Colombie-Britannique, la rivière Bow en Alberta et la rivière des Outaouais en Ontario), et aussi par la présence de vastes cônes alluviaux édifiés en travers des vallées, par exemple, sur la rivière Mistaya (Smith, 1975; Smith et Smith, 1980) et sur la rivière Thompson Ryder, 1971a,b. Ces accumulations majeures d'origine paraglaciaire ont partiellement remblayé des vallées et contribué à la formation de lacs; leur incidence sur la morphologie des cours d'eau se poursuit encore aujourd'hui.

À plus court terme, les taux de transport sédimentaire accusent également une grande variabilité. Church (1983a) a montré, par exemple, que l'instabilité du lit de la rivière Bella Coola, située dans la chaîne Côtière de la Cordillère, résulte probablement de l'érosion des moraines néoglaciaires (1840 à 1900). De plus, Gilbert (1972) a démontré que les apports sédimentaires au lac Lillooet, en Colombie-Britannique, avaient presque triplé depuis 1948. D'après lui, cette augmentation est presque certainement liée à quatre facteurs principaux: le retrait glaciaire, la déforestation accrue, l'exploitation agricole des plaines inondables et la régularisation des cours d'eau. De même, pour certaines parties des lacs Ontario et Érié, Kemp et al. (1974) ont montré que les taux de sédimentation ont triplé depuis 1930 et 1935 respectivement.

PROCESSUS PÉRIGLACIAIRES

H.M. French

Les processus périglaciaires peuvent être associés à deux types de milieux: glaciaires ou non glaciaires. L'extension actuelle des glaciers au Canada est cependant faible, et la majeure partie du territoire canadien est dominée par des milieux froids non glaciaires, dits « périglaciaires ».

Bien que l'expression « périglaciaire » ait d'abord été appliquée aux régions voisines des inlandsis et des glaciers pléistocènes, il est aujourd'hui employé pour décrire toute une série de caractéristiques des climats froids non glaciaires, peu importe la proximité temporelle ou spatiale de glaciers. Les milieux périglaciaires existent non seulement aux hautes latitudes et dans les toundras du Canada nordique, mais aussi dans des zones situées au sud de la limite des arbres, dans la vallée du Mackenzie ou le centre du Yukon, par exemple, et dans les régions alpines du sud du Canada.

Les processus périglaciaires sont étroitement liés à l'action d'un froid intense et souvent associés à la présence de pergélisol; ainsi, la moitié de la superficie continentale du Canada est actuellement soumise à des conditions périglaciaires. Tantôt les processus de climat froid dominent nettement les autres processus géomorphologiques, tantôt ils leur sont nettement subordonnés; entre ces deux extrêmes, il existe une variété de milieux intermédiaires. Certains facteurs viennent compliquer la morphogenèse; ainsi, diverses lithologies réagissent différemment à l'action du gel. De même, il n'existe pas de corrélation parfaite entre les régions où l'action du gel est intense et les régions pergélisolées. De plus, les vastes étendues du Nord canadien qui n'ont que récemment émergé des glaces du Wisconsinien supérieur ont une morphologie essentiellement glaciaire, de sorte que les processus périglaciaires qui s'y exercent actuellement ne font qu'y modifier les paysages glaciaires. Il serait peut-être plus juste d'appliquer à ces milieux le concept d'un « paraglaciaire » pour décrire cette transition d'un environnement glaciaire à un environnement non-glaciaire (Church et Ryder, 1972; ce chapitre, Day, 1989). Cependant, dans les régions canadiennes qui sont situées au delà des diverses limites glaciaires du Pléistocène ou qui n'ont pas été englacées depuis fort longtemps, par exemple le centre du Yukon et le nord-ouest de l'île Banks, les paysages sont probablement en équilibre avec les processus périglaciaires qui agissent actuellement.

French, H.M.
1989: Processus périglaciaires. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 9, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Gel et dégel du sol

Les processus périglaciaires s'articulent essentiellement autour du phénomène du gel de la surface du sol, dont le cycle peut être diurne, comme dans beaucoup de régions tempérées et subtropicales, ou saisonnier, comme dans la majeure partie du Canada. La profondeur de pénétration du gel dépend essentiellement de l'intensité du froid, de sa durée, des propriétés physiques et thermiques du sol et de la roche, de la végétation et de l'épaisseur de la couverture nivale. Lorsque la profondeur de pénétration du gel saisonnier est supérieure à la profondeur du dégel estival suivant, une zone de sol gelé (où les températures sont inférieures à 0 °C) persiste durant toute l'année: c'est le pergélisol. Ces trois phénomènes -gel diurne, gel saisonnier et pergélisol- influencent la nature, l'extension et l'importance des processus périglaciaires.

Le gel et le dégel du sol obéissent surtout à un cycle annuel dans la majeure partie du nord et du centre du Canada, où les hivers sont généralement longs et rigoureux. Sur le plan géomorphologique, la nature et la vitesse du dégel printanier et du regel automnal sont des facteurs importants, le dégel influant sur la nature du ruissellement printanier et le regel contrôlant la nature du soulèvement gélival et de la ségrégation de la glace dans le sol. Le dégel printannier est généralement rapide; dans les régions où le gel n'est que saisonnier (c.-à-d. où il n'y a pas de pergélisol), plus des trois quarts du sol dégèlent durant les quatre ou cinq premières semaines lors desquelles les températures atmosphériques dépassent 0 °C. À Thompson, au Manitoba, par exemple, le régime thermique des sols est étroitement lié à l'épaisseur et à la densité de la couverture nivale (Brown, 1973; Goodrich, 1982); lors des années marquées par des neiges abondantes, le dégel arrive plus tardivement mais, par ailleurs, le gel pénètre moins profondément. En région pergélisolée, la progression du dégel est essentiellement fonction du temps, et la profondeur du dégel dépend de la durée de la période de dégel. Le regel automnal est un processus aussi complexe, surtout dans les régions pergélisolées où l'engel se fait à la fois vers le bas depuis la surface, et vers le haut depuis le plafond du pergélisol. La période de regel est beaucoup plus longue et peut durer de 6 à 8 semaines. À Inuvik, dans les Territoire du Nord-Ouest, par exemple, l'engel commence à la fin de septembre et se termine à la mi-décembre (Heginbottom, 1973; Mackay et MacKay, 1976). Durant presque toute cette période, parfois dite « période zéro », le sol demeure dans un état presque isothermique. Ce phénomène s'explique par le fait que la chaleur latente libérée par le gel de l'eau retarde l'abaissement de la température. Au départ, l'engel progresse lentement de la surface vers le bas, mais il devient beaucoup plus rapide en profondeur. Cette accélération du gel vers le bas s'explique par une diminution de la teneur en eau avec la profondeur, l'eau du sol étant initialement attirée vers le haut, donc vers le front de gel, de sorte que les effets de la chaleur latente se font davantage sentir à proximité de la surface.

La périodicité des cycles de gel-dégel dans le sol est étonnamment faible. Un grand nombre d'études réalisées à plusieurs endroits dans le Nord canadien indiquent qu'aux profondeurs supérieures à 10 cm environ, le cycle annuel est le seul à se manifester. Ce n'est qu'à la surface du sol que plusieurs cycles d'engel et de dégel se produisent, encore qu'il suffise parfois d'une bonne chute de neige pour en réduire le nombre.

Soulèvement gélival et ségrégation de la glace

Les phénomènes de soulèvement gélival et de ségrégation de la glace sont étroitement liés à l'engel du sol et se produisent partout où il y a de l'humidité dans le sol (Smith, 1986). Le soulèvement gélival causé par la ségrégation de la glace est un processus commun à plusieurs régions du Canada. Des déplacements annuels de l'ordre de plusieurs centimètres et des pressions différentielles cycliques de plusieurs kilopascals par centimètre carré se rencontrent fréquemment. Ces déplacements et ces pressions différentielles, de même que les effets indésirables de l'accumulation de glace de ségrégation dans le sol au cours de l'engel, posent couramment des problèmes géotechniques qui entraînent des coûts importants.

Le processus de ségrégation de la glace met en jeu des rapports complexes entre la glace, une phase liquide non gelée et l'eau interstitielle libre (Polar Research Board, 1984; Gold, 1985). Le phénomène complexe de la dissipation de la chaleur latente au cours des changements de phase et les différences d'énergie aux interfaces entre les phases font partie intégrante du processus. Les températures de l'air au-dessus du point de congélation et la perte de chaleur de la surface du sol par rayonnement créent un gradient thermique qui entraîne un flux de chaleur ascendant. L'eau du sol commence par geler près de la surface. Puis des cristaux de glace de ségrégation se forment, croissent et finissent par s'agglomérer en lentilles lamellaires; c'est la ségrégation de la glace. La croissance des lentilles de glace est alors entretenue par une remontée continue de l'eau du sol. Au cours de ce processus, il se crée un équilibre entre la dissipation de la chaleur latente due au gel et la remontée de l'eau du sol. Le soulèvement gélival de la surface du sol est le résultat de la croissance et de la juxtaposition d'une série de lentilles de glace. Lorsque le déplacement est bloqué, de fortes « pressions de soulèvement » peuvent se constituer.

Il existe deux types de soulèvement: le soulèvement primaire ou capillaire, et le soulèvement secondaire (Miller, 1972; Williams, 1976; Smith, 1985b). Dans le cas du soulèvement primaire, les conditions nécessaires à la croissance de la glace de ségrégation sont définies par l'équation:

$$P_i - P_w = (2\sigma/r_i w)(2\sigma/r) \qquad (9\text{-}6)$$

où P_i est la pression de la glace, P_w est la pression de l'eau, σ est la tension de surface entre l'eau et la glace, r_{iw} est le rayon de l'interface glace-eau et r est le rayon des plus gros interstices continus. Le soulèvement secondaire, encore mal connu, peut se produire à des températures inférieures à 0 °C, et à une certaine distance derrière le front de gel. L'expulsion d'eau interstitielle sous la poussée d'un front de gel est un autre mécanisme de ségrégation de la glace, surtout dans le cas de la glace massive, à condition que les pressions de l'eau interstitielle soient suffisantes pour permettre le remplacement de l'eau souterraine transformée en glace.

Le soulèvement répété dû au gel est généralement associé au gélisol saisonnier. Des études de terrain dans la région du delta du Mackenzie montrent que le soulèvement se produit non seulement au cours du regel automnal mais aussi durant l'hiver, lorsque les températures du sol sont inférieures à 0 °C (Mackay et al., 1979; Smith, 1985a). Du point de vue géomorphologique, le soulèvement gélival se traduit, entre autres, par l'éjection de blocs rocheux (Dionne, 1983; Dyke, 1984, 1986), par le soulèvement

d'objets et le basculement de pierres (Mackay et Burrows, 1979; Mackay, 1984b), de même que par le tri et la migration de particules du sol (Corte, 1966). Le soulèvement gélival pose de nombreux problèmes géotechniques lors de la construction de routes, de bâtiments et de pipelines en milieux froids (Carlson, 1982; Hayley, 1982), ainsi que dans les aires artificiellement gelées, par exemple sous les patinoires intérieures (Leonoff et Lo, 1982).

La formation d'aiguilles de glace est un phénomène de soulèvement intéressant, quoiqu'elle s'exerce à une plus petite échelle; elle résulte du gel diurne qui se produit à la surface du sol ou juste sous la surface. La croissance des cristaux de glace s'effectue vers le haut dans la direction de la perte de chaleur, et leur longueur peut varier de quelques millimètres à plusieurs centimètres. Ils soulèvent parfois de petits cailloux ou, plus fréquemment, des particules de sol. La formation d'aiguilles de glace est particulièrement fréquente dans la Cordillère, partout où des sols silteux et humides existent. Le dégel et le démantèlement des aiguilles de glace jouent probablement un rôle appréciable dans le tri gélival, la reptation due au gel, la migration différentielle des matériaux fins et grossiers vers le bas des versants et le développement de certains sols micro-structurés. Les effets perturbateurs des aiguilles de glace dans le sol ont probablement été sous-estimés, puisqu'elles favorisent l'emprise de l'action éolienne, de la déflation et de la géliturbation. Dans certaines régions, les aiguilles de glace peuvent endommager les plantes lorsque le gel engendre des tensions mécaniques verticales dans la zone des racines (Brink, 1967). Dans la région côtière de la Colombie-Britannique, les aiguilles de glace forment des bandes orientées (Mackay et Mathews, 1974), qui pourraient être le résultat de l'ombrage ou du rayonnement solaire; cependant, il n'est pas clair si cette orientation est surtout un effet secondaire de l'engel ou du dégel.

Figure 9-19. Tors et felsemeers dans des roches calcaires de l'île Cornwallis, Territoires du Nord-Ouest. Gracieuseté de L.A. Dredge. 204375-Z.

Altération cryogénique

L'altération de la roche consolidée sous climat froid n'est pas entièrement comprise. Le consensus semble être que divers processus d'altération physique et chimique agissent indépendamment les uns des autres ou en combinaison.

Il est généralement admis que, de tous les processus d'altération du substratum rocheux, le plus important est la gélifraction, phénomène d'altération physique associé aux cycles répétés de gel et de dégel. Les formes attribuées à la gélifraction comportent, entre autres, de vastes étendues couvertes de fragments de roche anguleux (champs de blocs ou felsenmeer), des talus et tabliers d'éboulis et des affleurements rocheux irréguliers appelés tors (fig. 9-19); ces formes sont très répandues dans l'Arctique canadien (Bird, 1967; Dyke, 1976; French, 1976). Les roches sédimentaires poreuses et bien stratifiées, par exemple les shales, les grès et les calcaires, semblent les plus gélives. De nombreuses études de terrain dans le Nord canadien et ailleurs (Cooke et Raiche, 1962; Chambers, 1966; Washburn, 1967; Fahey, 1973) démontrent non seulement que la fréquence des cycles de gel-dégel est limitée, mais aussi que les conditions à réaliser pour que ce processus agisse (gel intense et humidité disponible) sont rarement réunies dans la nature (Thorn, 1980). Il y a donc lieu de s'interroger sur l'efficacité de la gélifraction comme mécanisme d'éclatement des roches dans la majeure partie du Nord du Canada.

Plusieurs études ont permis d'estimer le taux de recul des parois rocheuses qui est apparemment lié à la gélifraction. Par exemple, à Longyeardalen, dans le Spitzberg, la gélifraction a fait reculer des parois rocheuses abruptes au taux de 0,3 mm/a sur une cinquantaine d'années (Jahn, 1976). Dans le Nord canadien, les taux de recul des falaises varient selon la lithologie; l'auteur suggère des taux atteignant 0,6 à 1,0 mm/a (French, 1976, son tableau 7.4, p. 148).

Depuis récemment, l'altération par hydratation, processus dans lequel la pression de l'eau absorbée produit des forces suffisantes pour libérer des grains et désagréger la roche, et l'altération par le sel sont considérées comme des processus majeurs dans les régions froides. Un désaccord subsiste toutefois quant à leur importance dans l'altération cryogénique (Washburn, 1979, p. 73-74; French, 1981). Ces processus font davantage appel à l'humidité qu'aux basses températures et pourraient même se produire en l'absence de gel. Des effets physiques et chimiques peuvent se combiner; par exemple, des études effectuées sur des roches granitiques à texture macrogrenue de l'île d'Ellesmere indiquent que des cycles répétés d'hydratation et de cristallisation des sels, consécutifs aux précipitations estivales, favorisent la microfracturation de même que la formation d'alvéoles d'altération et des arènes qui leur sont associés (Watts, 1983). D'autres études suggèrent que les effets de la dissolution sont importants dans le Haut-Arctique (Cogley, 1972; Smith, 1972); le pergélisol n'a pas nécessairement un effet inhibiteur sur le développement d'un modelé karstique à grande échelle (van Everdingen, 1981). Finalement, selon des études expérimentales réalisées en URSS, plusieurs des hypothèses souvent avancées pour expliquer l'altération en climat froid mériteraient d'être reconsidérées. Par exemple, d'après Konishchev (1978), le quartz a une résistance inférieure à celle du feldspath lorsqu'il est soumis à des cycles de gel-dégel. D'après

ces études, la distribution granulométrique résultant ultimement de l'altération cryogénique est l'inverse de celle qui se produit dans des conditions « normales » (c.-à-d. non cryogéniques).

On ne s'étonnera donc pas que les processus d'altération typiques des milieux froids et les formes de relief qui leur sont associées soient aujourd'hui réexaminés. Par exemple, la neige est depuis longtemps considérée comme un agent géomorphologique puissant. Or, le concept même de la nivation (St-Onge, 1969) s'appuie sur l'efficacité des cycles gel-dégel à accroître la désagrégation physique de la roche sous la neige. L'hypothèse de l'hydratation, quant à elle, repose davantage sur la porosité des roches. Beaucoup de formes de nivation et de tors pourraient résulter davantage d'un contrôle structural que de l'érosion (Dyke, 1983). Dans le cas des terrasses de cryoplanation du plateau du Yukon (Hughes et al., 1972; French et al., 1983) où aucun contrôle structural n'est évident, la distribution de ces formes pourrait refléter des interactions subtiles entre la porosité des roches, l'humidité disponible et les vents dominants.

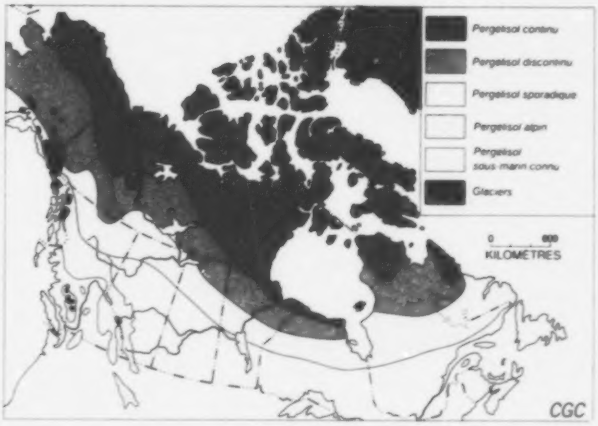


Figure 9-20. Distribution du pergélisol au Canada.

Pergélisol et glace de sol

Dans la majeure partie du Nord canadien, à cause des hivers longs et rigoureux et des étés relativement courts, il se forme une couche de sol qui demeure gelée (température inférieure à 0 °C) à longueur d'année. Ce sol gelé en permanence est nommé « pergélisol ». Bien qu'il s'agisse essentiellement d'un état thermique, la présence d'humidité sous forme liquide ou solide dans le pergélisol pose des problèmes, comme nous l'avons vu à propos du soulèvement gélival. Le sol et la roche ne gèlent pas nécessairement à 0 °C, surtout là où l'eau de percolation est sous pression ou très minéralisée. Des volumes appréciables d'eau interstitielle peuvent ainsi demeurer à l'état liquide à des températures inférieures à 0 °C (Williams, 1976; Andersland et Anderson, 1978).

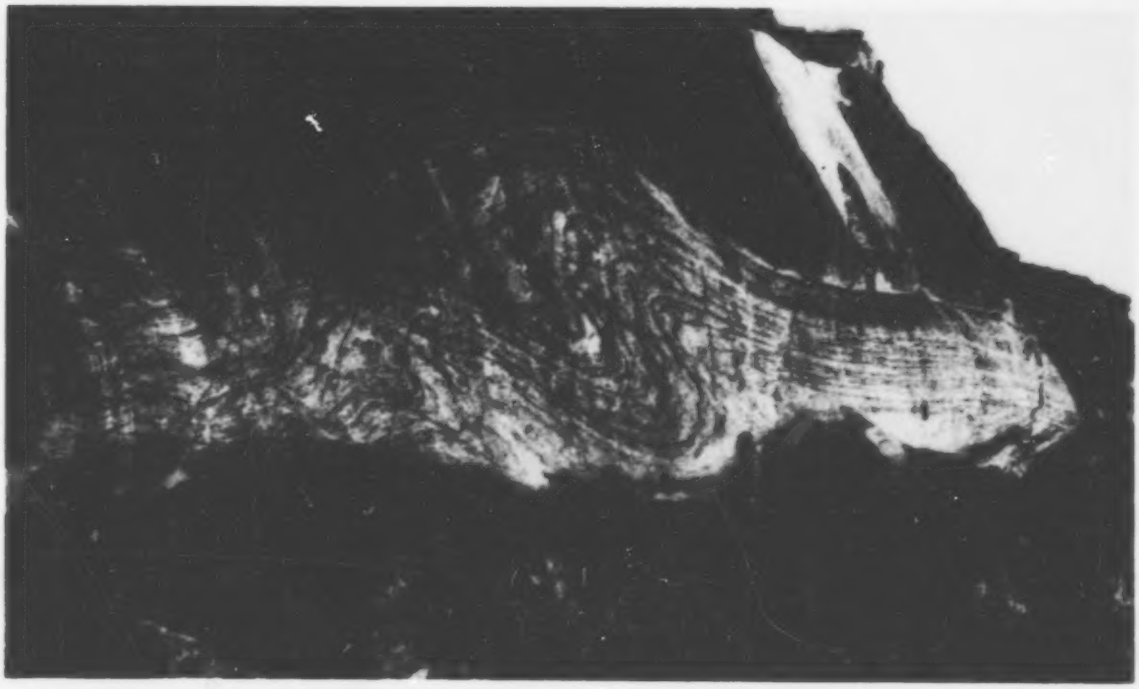


Figure 9-21. Glace souterraine massive et déformée, d'origine incertaine (glace de ségrégation ou glace de glacier enfouie), pointe Nicholson, Territoires du Nord-Ouest. La déformation de la glace et des sédiments encaissants résulte présumément d'une avancée glaciaire au Wisconsinien supérieur. Un gros coin de glace récent est visible dans la partie supérieure de la coupe.

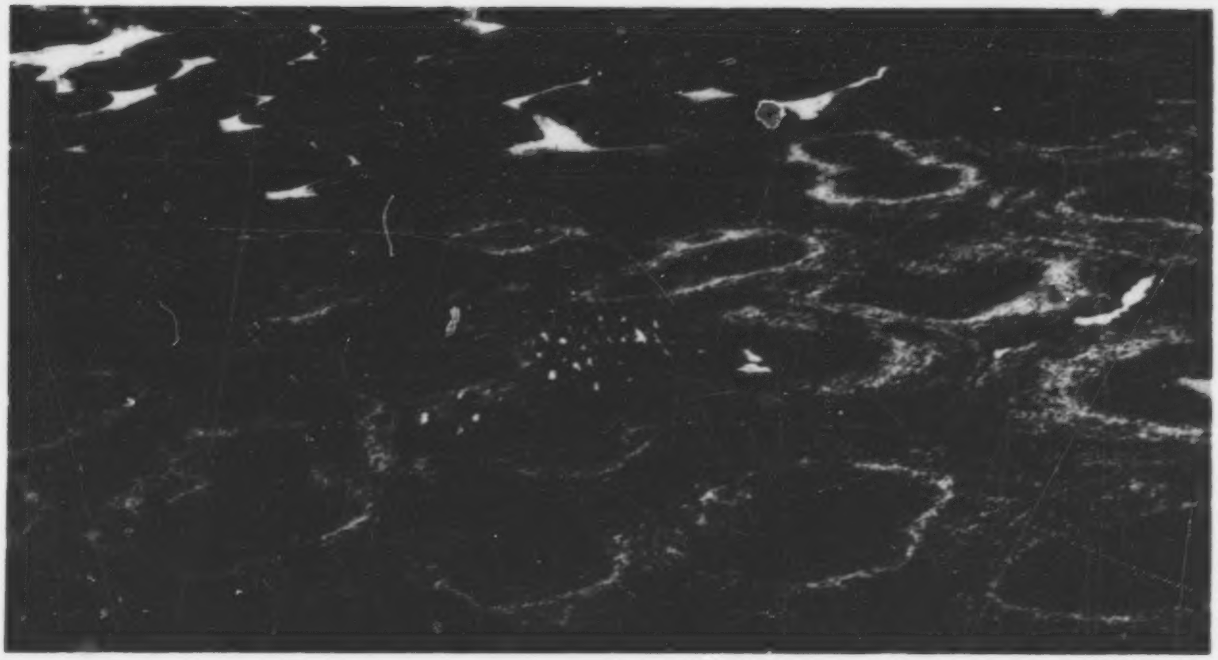


Figure 9-22. Grands polygones de coins de glace à centre concave, île Banks. Les polygones ont un diamètre d'environ 20 m. Gracieuseté de J-S. Vincent. 204063-B.

Figure 9-23. Petit plateau tourbeux dans le nord du Manitoba. Gracieuseté de L.A. Dredge. 203121-N.

Au Canada, le pergélisol est zoné en fonction du climat (fig. 9-20). On distingue des zones de pergélisol continu et discontinu, et des zones de pergélisol alpin et sous-marin. Dans l'ensemble, près de la moitié du territoire du Canada repose sur du pergélisol d'un type ou d'un autre. La limite méridionale de la zone de pergélisol continu coïncide avec la position approximative de l'isotherme des températures moyennes annuelles de l'air de −6 à −8 °C, qui lui-même correspond à l'isotherme des températures annuelles moyennes du sol de −5 °C. La zone de pergélisol discontinu est subdivisée en pergélisol répandu et pergélisol sporadique. À sa marge méridionale, le pergélisol discontinu forme des «îlots» isolés sous la tourbe et d'autres sédiments organiques.

La glace de sol est une composante importante du pergélisol, qui peut, en terrain sédimentaire non consolidé, par exemple dans le delta du Mackenzie, représenter jusqu'à 60% en volume des 1-5 m supérieurs du pergélisol (Pollard et French, 1980). Il en existe aussi parfois dans la roche consolidée (French et al., 1986). On distingue plusieurs types de glace de sol (Mackay, 1972; French et Pollard, 1986), dont les plus importants en terme de volume et d'extension sont la glace interstitielle, la glace de ségrégation et la glace de fente en coin (fig. 9-21). En général, le volume de la glace de sol est maximal près de la surface du pergélisol, où coexistent des coins de glace, des veines de glace réticulées et de la glace d'accroissement (Williams, 1968; Mackay, 1974a; Pollard et French, 1980) et où le sol est soumis à des variations thermiques annuelles répétées (Cheng, 1983; Mackay, 1983). Ces variations entraînent une migration de l'eau du mollisol vers le bas et de celle du pergélisol vers le haut. Dans certaines régions de l'Arctique occidental, des sédiments glacés et de la glace de ségrégation forment des couches massives de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (Mackay, 1971; Rampton et Mackay, 1971; Mackay et al., 1972). Pour ces types de glace de sol, l'eau est d'origine souterraine plutôt que subaérienne. La croissance de plusieurs nappes de glace de sol massive et d'une bonne partie de la glace de ségrégation est associée à l'accroissement du pergélisol et à l'histoire quaternaire de la région (Rampton, 1973; French et al., 1982; Mackay et Matthews, 1983; Burn et al., 1986; Heginbottom et Vincent, 1986).

Processus et formes de terrain liés au pergélisol

Plusieurs processus géomorphologiques sont directement

liés à la présence du pergélisol et donnent naissance à des formes de relief tout à fait particulières. L'une des plus répandues est la formation à grande échelle de fentes de contraction thermique dans le sol (Mackay, 1986a), d'où il résulte un réseau polygonal de fissures (fig. 9-22). La profondeur des fissures peut atteindre 4 à 5 m, et le diamètre des polygones 15 à 30 m. Lorsque de l'eau de fonte de la neige s'infiltre dans les fissures et que la fissuration se répète au même endroit, il se forme une masse de glace en forme de coin, appelée « coin de glace ». Dans le delta du Mackenzie, des observations détaillées sur le terrain ont montré que la fissuration des coins de glace est surtout active entre la mi-janvier et la mi-mars (Mackay, 1974b). Cependant, ces coins de glace ne se fissurent pas chaque année; en fait, il est probable que moins de 50% des coins de glace d'une région donnée subissent un cycle de fissuration annuel (Mackay, 1975; Harry et al., 1985). À mesure que les coins de glace s'élargissent, des crêtes tourbeuses se forment, en général selon une direction parallèle aux fissures, et des dépressions polygonales de forme parabolique se développent; ce sont les polygones à centre concave. Dans ces polygones, les coins de glace sont généralement actifs, c'est-à-dire qu'ils continuent de se fissurer. Il existe aussi de nombreux polygones dont la partie centrale est bombée, ce sont les polygones à centre convexe; dans ce cas, la fissuration des coins est plutôt rare. La fissuration n'est pas instantanée mais se propage latéralement à partir de points isolés; il semble qu'il y ait propagation de fissures à la fois vers le haut et vers le bas (Mackay, 1984a).

La présence de coins de glace peut accélérer l'action d'autres processus géomorphologiques, en favorisant l'érosion et le dégel différentiels le long du coin. Par exemple, l'érosion des coins de glace formés à l'exutoire d'un lac pourrait à la limite provoquer une vidange catastrophique du lac (Harry et French, 1983); le recul rapide des falaises côtières par décrochement de blocs sur les terrains riches en polygones à coins de glace est un phénomène bien connu. Dans l'ouest de l'Arctique canadien, sur les rives de la mer de Beaufort, des taux de recul de 1 à 5 m par année ont été enregistrés (Mackay, 1963a; Harry et al., 1983).

L'accroissement du pergélisol et la croissance de la glace de sol sont à l'origine de plusieurs formes de terrain uniques, dont les plus connues sont les collines pérennes à noyau de glace, appelées pingos, et les buttes tourbeuses à gel pérenne, aussi appelées « palses » ou « plateaux palsiques » (figure 9-23). Tous deux sont des types de buttes cryogènes (Mackay, 1986b). Les palses se forment sur des terrains tourbeux, surtout par ségrégation de la glace sous une couche organique tourbeuse (Zoltai et Tarnocai, 1971, 1975; Kershaw et Gill, 1979). Elles se développent généralement dans la zone de pergélisol discontinu et atteignent rarement plus de 5 m de hauteur. Les buttes cryogènes saisonnières (van Everdingen, 1978, 1982) sont parfois confondues avec les palses, à cause de leurs ressemblances morphologiques. À la différence des palses, elles ne sont pas le résultat de la ségrégation de la glace; elles renferment plutôt un noyau de glace intrusive (Pollard et French, 1984, 1985). Finalement, les diverses petites buttes cryogènes qui se forment fréquemment dans les régions de toundra (French, 1971; Washburn, 1983) sont généralement considérées comme étant distinctes des palses, des pingos et des buttes cryogènes saisonnières.

Les pingos peuvent atteindre des dimensions appréciables, quelques-uns dépassant 50 m de hauteur et 300 m de diamètre (fig. 9-24). Le noyau de glace d'un pingo peut être le produit de l'injection d'eau souterraine sous pression, de la ségrégation ou du gel d'eau superficielle dans des fissures de dilatation (Mackay, 1973, 1979a, 1985). Dans le cas des pingos de type hydrostatique (système fermé), les pressions d'eau requises sont causées par l'expulsion de l'eau interstitielle sous l'effet de l'accroissement du pergélisol vers le bas. Dans le cas des pingos de type hydraulique (système ouvert), les pressions sont attribuables à l'écoulement de l'eau libre provenant du haut des versants. L'une des plus importantes concentrations de pingos en système fermé (environ 1 350) est située dans la plaine côtière du delta du Mackenzie (Mackay, 1963b); de plus petits groupes existent aussi sur l'île Banks (French et Dutkiewicz, 1976; Pissart et French, 1976) et dans la partie ouest de l'île Victoria (Fyles, 1963). Dans la plupart des cas, un pingo se forme dans une mare résiduelle peu profonde laissée par la vidange rapide d'un lac, dans un chenal fluvial abandonné ou sur une terrasse (fig. 9-25). Dans tous les cas, c'est l'accroissement du pergélisol dans des sédiments non gelés et saturés (taliks) qui entraîne l'expulsion d'eau interstitielle. La plus forte concentration de pingos en système ouvert est située dans la région non englacée du Yukon central, où plus de 700 pingos ont été identifiés (Hugues, 1969). À cet endroit, les principales conditions nécessaires au développement des pingos sont la présence d'un pergélisol mince et discontinu et le confinement de l'eau sous-jacente au pergélisol. La plupart des pingos en système ouvert se forment préférentiellement dans des contextes topographiques précis, par exemple au fond des vallées ou au bas des versants de vallées.

La régression du pergélisol se traduit souvent par la fonte de la glace de sol, accompagnée localement par l'effondrement et la subsidence du sol. Ces phénomènes sont appelés thermokarstiques et résultent de processus physiques, c'est-à-dire thermiques, propres aux régions pergélisolées (French, 1976, p. 104-133). Étant donné que les processus thermokarstiques sont simplement le résultat d'une rupture de l'équilibre thermique du pergélisol, diverses causes peuvent contribuer à leur instauration, notamment des variations climatiques régionales, l'instabilité et l'érosion locales des versants, une modification du drainage et des perturbations naturelles (incendies) ou anthropiques du couvert végétal (Heginbottom, 1973). Le

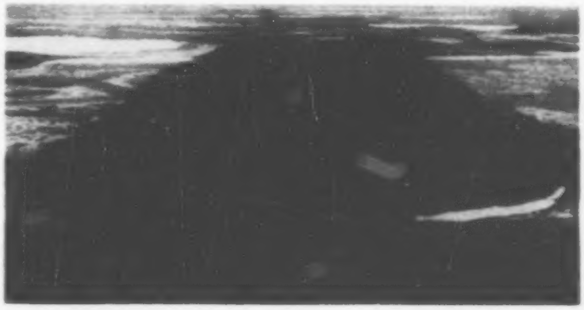


Figure 9-24. Pingo d'Ibyuk, près de Tuktoyaktuk, Territoires du Nord-Ouest. Ce pingo, un des plus gros connus, mesure environ 47 m de hauteur et 250 m de diamètre à sa base. Gracieuseté de J-S. Vincent. 204063-A.

long de la plaine côtière de l'Arctique occidental, où abondent des sédiments alluviaux riches en glace, les processus thermokarstiques sont considérés comme les principaux agents de façonnement du paysage (Rampton, 1973, 1982). Ailleurs, les processus thermokarstiques à grande échelle comprennent les effondrements de glace de sol (Lamothe et St-Onge, 1961; Mackay, 1966) et les lacs de thermokarst (Harry et French, 1983; French et Harry, 1983; ce chapitre, Klassen, 1989). Certains types de processus thermokarstiques, comme les effondrements de glace de sol, sont probablement les agents d'érosion les plus rapides à s'exercer actuellement dans la toundra et les régions arctiques. Dans les terrains silteux riches en glace et renfermant des coins de glace de grande dimension, ces processus peuvent engendrer un remarquable modelé thermokarstique de badlands (French, 1974a). L'activité thermokarstique déclenchée par l'action anthropique produit habituellement un modelé bosselé et instable de dépressions fermées et de nappes d'eau stagnante (Kerfoot, 1973; French, 1975).

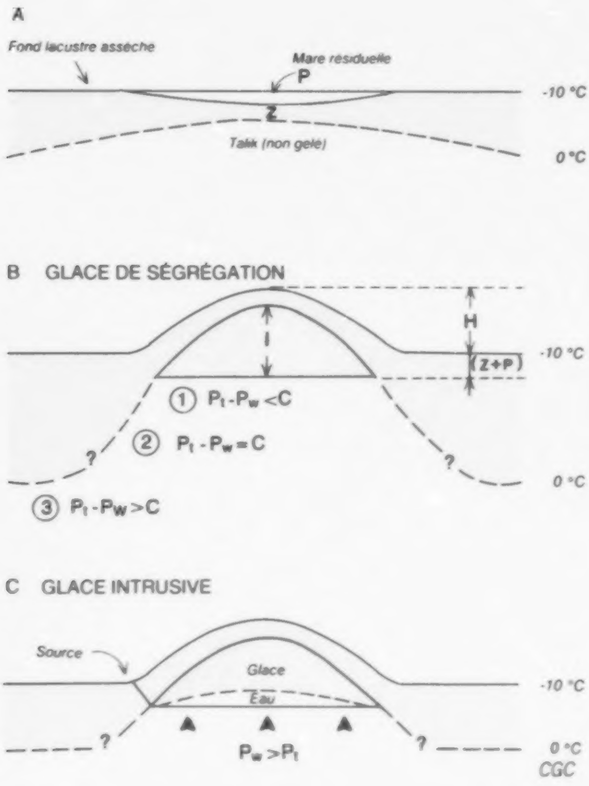


Figure 9-25. Schémas illustrant la croissance d'un pingo dans une mare résiduelle sur le fond d'un ancien lac (tiré de Mackay, 1979b, 1985).

A. Condition initiale: la mare résiduelle a une profondeur P au centre, et la couverture pergélisolée, une épaisseur Z; l'épaisseur du pergélisol est plus faible au centre de la mare résiduelle.

B. Croissance de la glace de ségrégation: P_t est la résistance totale au soulèvement et comprend la pression lithostatique et la résistance au gauchissement de la couverture; P_w est la pression de l'eau interstitielle; C est une constante variant selon le sol. Au site 1, sous le pingo en croissance, la formation de lentilles de glace est favorisée; au site 2, sous la bordure du pingo, la formation de lentilles de glace et de glace interstitielle est favorisée; au site 3, l'eau interstitielle est expulsée. Les valeurs de P_t et de P_w varient du site 1 au site 3. H et I représentent respectivement la hauteur du pingo et l'épaisseur de la masse de glace.

C. Formation d'une lentille d'eau sous le pingo et accumulation de glace intrusive. Lorsque la pression de l'eau interstitielle dépasse P_t (résistance totale au soulèvement), une lentille d'eau s'accumule sous le pingo et de la glace intrusive est formée par congélation de cette eau. Une rupture périphérique peut mener à la formation de sources.

Processus affectant le mollisol

Entre le plafond du pergélisol et la surface du sol se situe le mollisol, zone qui dégèle chaque été et regèle chaque automne. Sa température fluctue au-dessus et au-dessous de 0 °C au cours de l'année. Dans les régions pergélisolées, le sol saisonnièrement gelé et dégelé constitue le mollisol. L'épaisseur du mollisol varie considérablement en fonction de la latitude; atteignant à peine 15 à 30 cm aux hautes latitudes, elle dépasse 1,5 m dans les régions subarctiques et continentales. Elle dépend de plusieurs facteurs, notamment les températures de l'air ambiant, l'angle et l'orientation de la pente, le couvert végétal, la profondeur, la densité et la durée de la couverture nivale, la nature du sol ou de la roche, ainsi que l'humidité du sol.

Le mollisol est le lieu de certains mouvements de masse, dont la reptation due au gel, la gélifluxion (solifluxion), la géliturbation et certaines formes de mouvements de masse rapides (Egginton, 1986). La majorité des sols structurés se produisent dans le mollisol ou, en l'absence de pergélisol, dans la zone de gel saisonnier.

La reptation est la migration saccadée des particules vers le bas des versants qui résulte du soulèvement du sol par le gel, puis à sa redescente lors du dégel. Le soulèvement est essentiellement perpendiculaire à la pente, et la redescente à peu près verticale. Les mouvements de reptation diminuent de haut en bas dans le sol et dépendent de la fréquence des cycles de gel-dégel, de l'angle de la pente, de l'humidité disponible pour le soulèvement et de la gélivité du sol (voir, dans le présent chapitre, Carson et Bovis, 1989). La gélifluxion est une forme de solifluxion qui s'exerce dans les régions pergélisolées. La solifluxion est une notion plus générale que la gélifluxion et décrit les mouvements de masse typiques des régions subarctiques froides non pergélisolées. Ces deux processus sont plus rapides que la reptation; leurs taux sont souvent de l'ordre de 0,5 à 10 cm/a (French, 1974b; Rampton et Dugal, 1974; Dyke, 1981; Egginton et French, 1985). Au Canada, la gélifluxion est active surtout lorsque la percolation de l'eau vers le bas du sol est limitée par le plafond du pergélisol et que la fonte de lentilles de glace de ségrégation fournit un excédent d'eau qui réduit la friction interne et la cohésion dans le sol. Ces conditions existent notamment en dessous ou en contrebas des congères. La solifluxion et la

gélifluxion forment, entre autres, des nappes de matériaux superficiels de provenance locale, des lobes linguiformes (fig. 9-26) et des trainées de sédiments fins et grossiers en alternance.

Le terme «géliturbation» désigne les déplacements latéraux et verticaux du sol qui accompagnent l'engel et le dégel saisonniers ou diurnes. Ce processus est associé à la formation de sols structurés, dont les plus communs sont les cercles sans triage ou les buttes. Ces formes sont omniprésentes dans les sédiments argilo-silteux, en particulier dans la vallée du Mackenzie et dans le district de Keewatin. À Inuvik, dans les Territoires du Nord-Ouest, par exemple, les buttes sont composées de sol gélif à texture fine et mesurent généralement 1 à 2 m de diamètre et 30 à 50 cm de hauteur. Sous les buttes, le front de dégel à la fin de l'été est en forme de cuvette; certaines buttes sont couvertes de végétaticn (buttes gazonnées), tandis que d'autres en sont dépourvues au centre (buttes de terre). La forme de la butte est traditionnellement attribuée au soulèvement des matériaux résultant des pressions cryostatiques qui se forment dans une poche confinée de sol humide et non gelé à l'intérieur du mollisol. L'existence de fortes pressions cryostatiques dans la nature n'a cependant pas encore été démontrée de façon satisfaisante (Mackay et MacKay, 1976). En s'appuyant sur des considérations plus générales, il y a lieu de douter que la porosité du sol, la formation de fissures de gel en hiver et la faiblesse des couches de sol sus-jacentes puissent permettre la formation de pressions considérables. De plus, en théorie, des pressions cryostatiques ne devraient pas apparaître dans une butte de sol gélif, puisque les lentilles de glace formées au sommet ou à la base du mollisol tendent à assécher la dernière poche non gelée, de sorte que l'eau interstitielle y est sous tension, et non pas sous pression. Mackay (1979b, 1980) en a conclu que le déplacement des matériaux vers le haut est causé par le gel et le dégel de lentilles de glace au sommet et à la base du mollisol, et qu'il se produit un mouvement de forme cellulaire sous l'effet de la gravité. Ce mouvement a lieu parce que le sommet et la base des zones d'engel et de dégel présentent des courbures opposées (fig. 9-27). L'existence d'un mouvement semblable est déduite de la distribution granulométrique caractérisant le sol des buttes, de la datation au ^{14}C de matériaux organiques injectés des côtés des buttes vers leur centre, et des remontées de sol saturé observables à la fin de l'été (Zoltai et Tarnocai, 1974; Zoltai et al., 1978).

Figure 9-26. Bourrelet frontal d'un lobe de gélifluxion près de Holman, île Victoria, Territoires du Nord-Ouest. Le bourrelet a une hauteur d'environ 1 m.

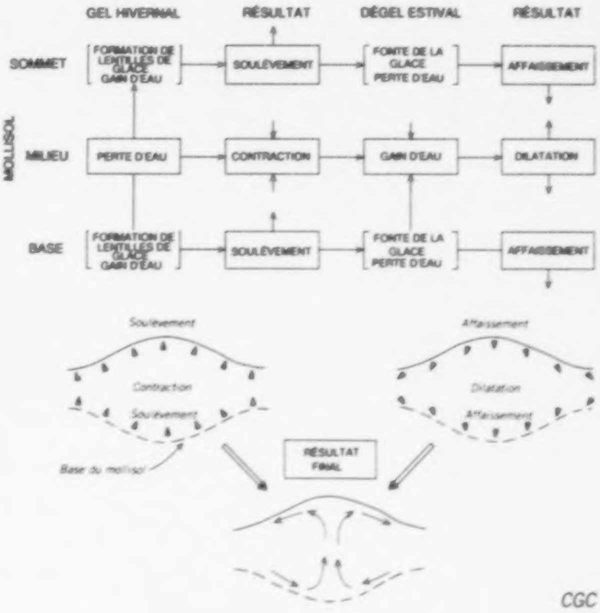


Figure 9-27. Modèle d'équilibre de la croissance de buttes cryogènes (tiré de Mackay, 1980).

Dans la région du delta du Mackenzie, les taux moyens de déplacement sur les versants portant de nombreuses buttes gazonnées est d'environ 1 cm/a (Mackay, 1981). Contrairement à la plupart des mouvements de masse, dont l'amplitude diminue avec la profondeur (Washburn, 1979, p. 200-213), le déplacement des buttes est convexe vers le bas de la pente. Les matériaux en mouvement recouvrent progressivement la tourbe séparant les buttes, formant un horizon organique enfoui. La majeure partie du déplacement est attribuable à la reptation déclenchée par le dégel d'une couche riche en glace située à la base du mollisol. Cette couche se forme vraisemblablement par le regel ascendant en hiver, et la teneur en glace pourrait être augmentée par la formation de lentilles de glace durant le dégel estival.

Un mécanisme quelque peu différent a été proposé (Shilts, 1978; Egginton et Shilts, 1978; Dyke et Zoltai, 1980; Egginton et Dyke, 1982) pour expliquer des formes semblables qui existent sur de vastes étendues dans le district du Keewatin mais qui, cette fois, se sont développées aux dépens de sédiments mal triés, riches en silts ou en argiles (boues). Ces plaques rondes à ovales de sol dénudé, de 1 à 3 m de diamètre, sont appelées ostioles. Comme les teneurs en eau naturelles y sont voisines des limites de liquidité, les boues se liquéfient et s'écoulent facilement en réponse à de légères variations de la teneur en eau ou à de légères contraintes internes ou externes. Lorsque les contraintes ne peuvent être libérées par un mouvement vers le bas de la pente, la boue peut transpercer une couche

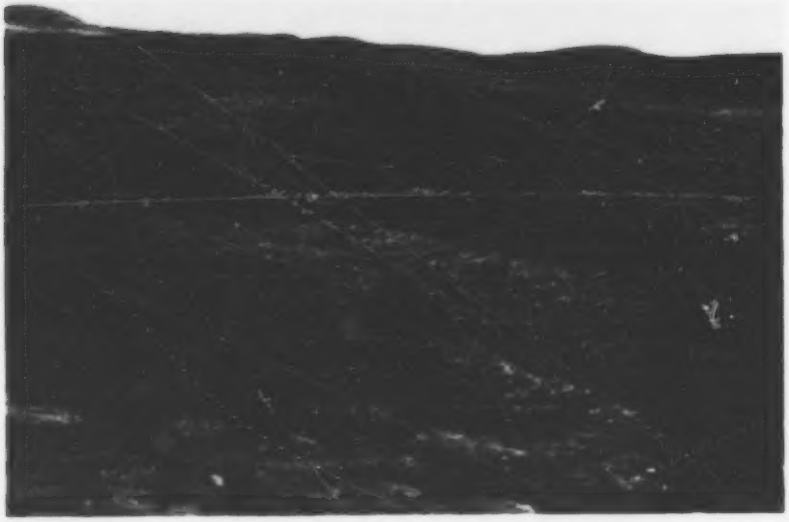


Figure 9-28. Glissements pelliculaires et coulées boueuses multiples, vallée de la Masik, dans le sud de l'île Banks. Ces mouvements de masse rapides se produisent l'été et n'affectent que le mollisol.

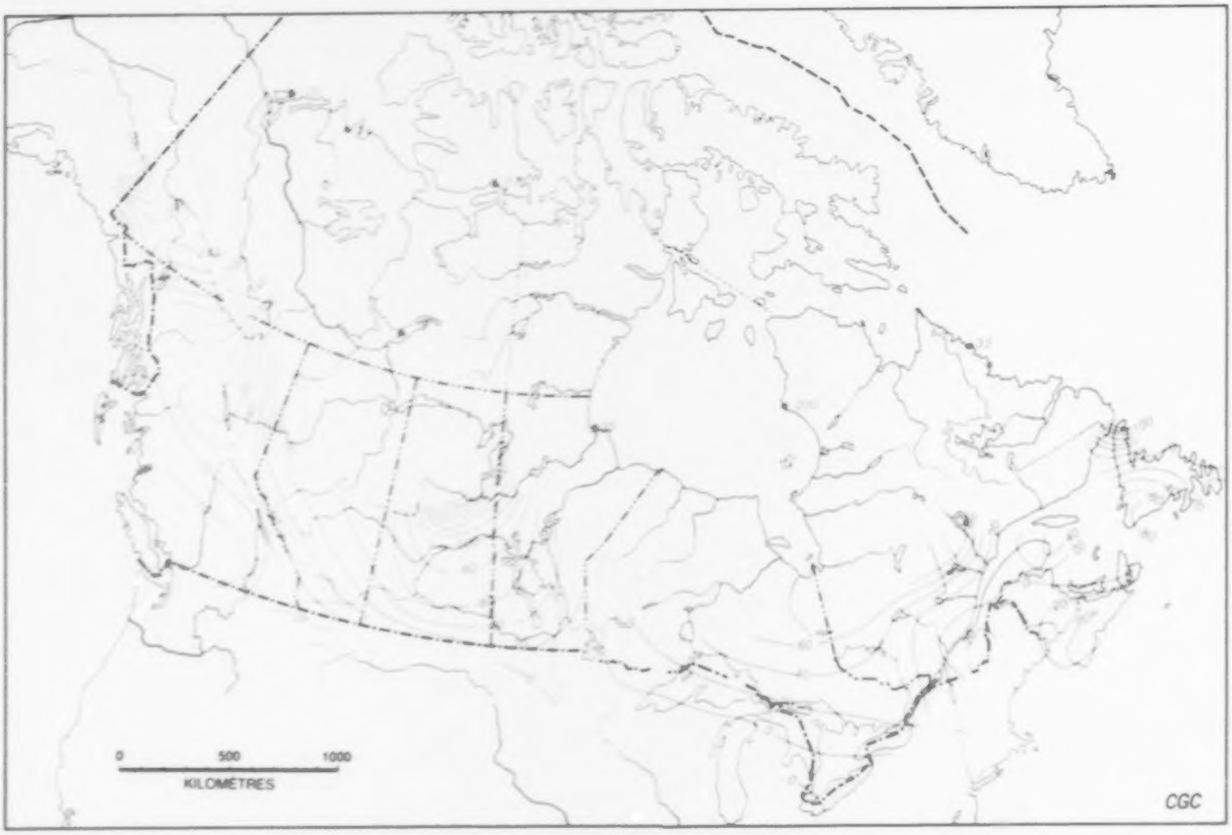


Figure 9-29. Zones de soulèvement (valeurs positives) et d'affaissement (valeurs négatives) au Canada (d'après Vaníček et Nagy, 1981).

semi-rigide et ainsi créer une éruption de boue (ostiole). Ce type de diapirisme est souvent causé par des pressions hydrostatiques ou artésiennes sur les versants et par des pressions excédentaires d'eau interstitielle par suite de pluies ou du dégel de lentilles de glace. Des structures déformées résultant d'une liquéfaction et de rajustements de densité à l'intérieur du mollisol ont également été observées à l'île Banks; elles ont été nommées « involutions périglaciaires » (French, 1986).

Des mouvements de masse rapides peuvent également se produire dans le mollisol, le plafond du pergélisol faisant alors office de plan de glissement lubrifié et contrôlant la profondeur du plan de rupture (fig. 9-28). Ces glissements pelliculaires, ou ruptures par décollement, sont généralement attribuables à l'existence ponctuelle de zones saturées et de pressions interstitielles élevées, résultant souvent de la consolidation due au dégel (McRoberts et Morgenstern, 1974a; ce chapitre, Carson et Bovis, 1989). Dans certains cas, la rupture prend la forme d'une coulée boueuse; dans d'autres, une nette cavité ou cicatrice de décrochement se forme. Dans plusieurs îles de l'archipel arctique, où le mollisol est mince et où abondent les sédiments fins et riches en glace, les ruptures de mollisol sont à la fois fréquentes et difficilement prévisibles (Barnett et al., 1977; Hodgson, 1982; Stangl et al., 1982). Elles se produisent également dans la forêt boréale des basses terres de la vallée du Mackenzie, surtout le long des berges et sur les pentes colluviales riches en glace. Il s'en produit fréquemment après la destruction de la végétation par un incendie de forêt (Zoltai et Pettapiece, 1973).

AUTRES PROCESSUS GÉOMORPHOLOGIQUES

Réaction géomorphologique à la géodynamique interne

S.G. Evans

La géodynamique interne exerce un contrôle appréciable sur la nature et la vitesse des processus géomorphologiques exogènes qui façonnent le paysage canadien. Les processus endogènes dont il sera question ici comprennent les processus de déformation tectonique verticale de la croûte (soulèvement, basculement et subsidence), les effets des séismes et la modification du relief par l'activité volcanique.

Ces phénomènes peuvent affecter le déroulement des processus géomorphologiques de plusieurs façons. Ainsi, le soulèvement, la subsidence et le basculement entraînent des modifications du relief, altèrent les pentes locales et régionales du transport sédimentaire, et contribuent à l'instabilité morphologique des systèmes fluviaux. Les tremblements de terre provoquent une augmentation subite de la dénudation locale, car les mouvements de masse auxquels ils donnent lieu entraînent des volumes de matériaux considérables dans le système de transport des sédiments. Ils peuvent également accroître localement les pentes du transport sédimentaire par la formation d'escarpements de faille. L'activité volcanique produit elle aussi une augmentation des pentes locales du transport sédimentaire par la création relativement rapide, au sens géologique, d'édifices volcaniques qui sont des reliefs positifs instables. De plus, ces reliefs peuvent être brutalement modifiés autant durant les éruptions que durant les périodes d'inactivité. L'activité volcanique peut aussi affecter sensiblement les gradients énergétiques d'un système hydrographique par la dérivation ou le barrage de cours d'eaux.

Il existe relativement peu de données sur les processus endogènes au Canada, parce que les observations faites jusqu'ici couvrent une période assez courte et qu'il ne s'est pas fait d'études détaillées en régions éloignées. Les effets des processus endogènes varient d'une région à l'autre au Canada, et même à l'intérieur des diverses régions géologiques; ils sont particulièrement marqués au sein du système de dénudation de la Cordillère, qui, à cause de son contexte tectonique, est soumis à un soulèvement rapide, à un volcanisme récent et à de fréquents séismes. Il y a cependant une disparité notable entre les taux et les variations spatiales du soulèvement et de la dénudation. En effet, la réaction de systèmes géomorphologiques à l'énergie endogène dépend de façon complexe des conditions antérieures, du climat, de la géologie et de la végétation. Ainsi, des événements endogènes d'énergie comparable n'auront pas nécessairement les mêmes effets géomorphologiques.

Déplacements tectoniques verticaux

Les données portant sur les déplacements tectoniques verticaux de la croûte au Canada sont actuellement limitées dans le temps et dans l'espace. Vanicek et Nagy (1981) ont présenté une carte partielle des déplacements verticaux actuels, établis au moyen de renivellements géodésiques. Les aires de soulèvement et de subsidence que montre leur carte sont illustrées à la figure 9-29. Il n'est cependant pas possible d'y distinguer les mouvements verticaux attribuables à des processus tectoniques et ceux résultant de la décharge glacio-isostatique. L'ampleur et le sens des déplacements varient d'une région à l'autre et à l'intérieur d'une région donnée. La Cordillère, le Bouclier canadien et certaines parties des provinces de l'Atlantique sont des aires de soulèvement, tandis que les Plaines intérieures, la bordure sud-ouest du Bouclier canadien et de petites zones des provinces de l'Atlantique sont des aires d'affaissement.

L'exemple de la Cordillère peut servir à illustrer les rapports entre le soulèvement et la dénudation. Dans cette région, le taux de soulèvement estimé varie d'un maximum de 24 mm/a dans la partie sud-ouest du Yukon à un minimum de 1 mm/a dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique (Vanicek et Nagy, 1981). Il est intéressant de comparer ces taux avec les estimations régionales des taux d'érosion annuelle moyenne données par Slaymaker et McPherson (1977). Ces taux sont fondés sur le débit sédimentaire total de cours d'eau dont le bassin versant a une superficie supérieure à 25 000 km^2. Dans la Cordillère, les aires d'érosion maximale ne correspondent pas aux zones de soulèvement maximal; il y a même une différence d'un ordre de grandeur entre le taux d'érosion maximal (moins de 1 mm/a) et le taux de soulèvement maximal

Evans, S.G.
1989: Autres processus géomorphologiques, Réaction géomorphologique à la géodynamique interne. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 9, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America vol. K-1, Geological Society of America.

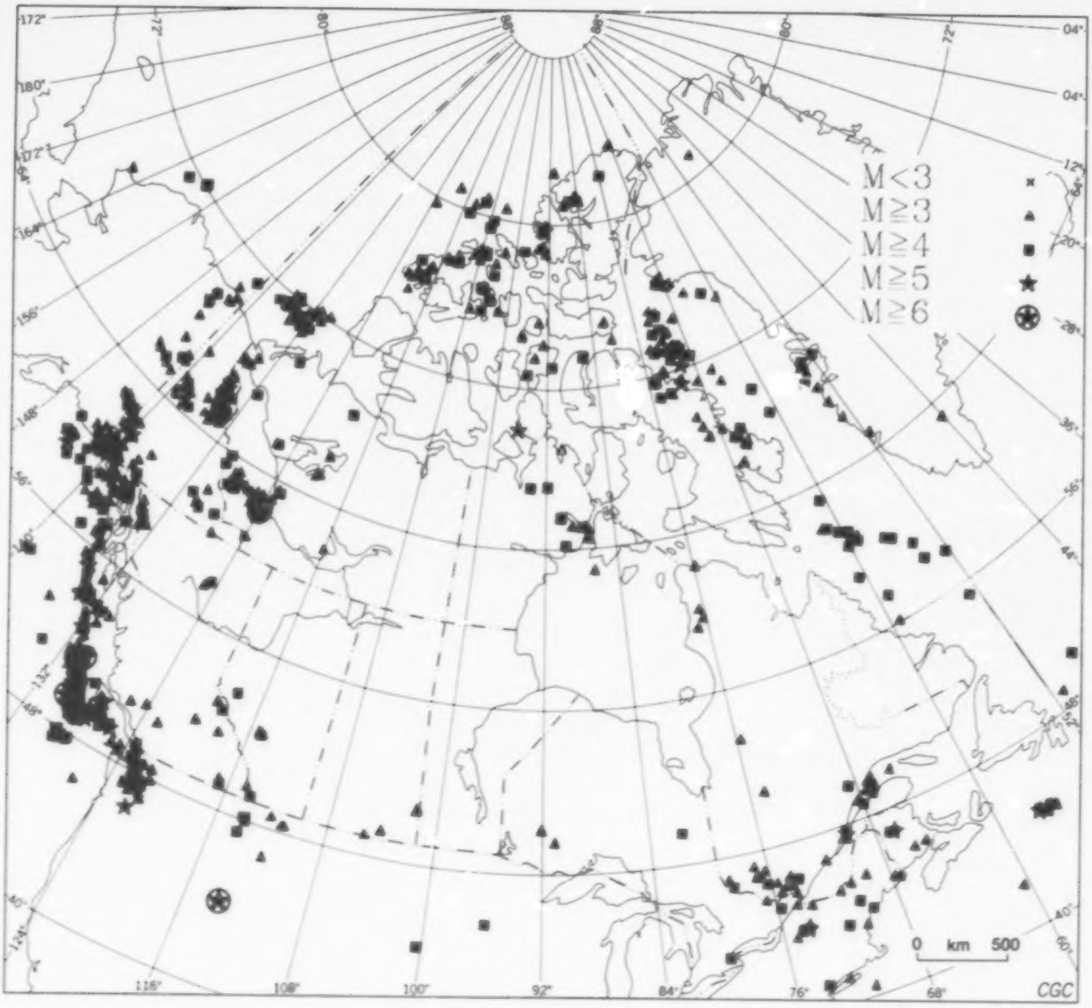


Figure 9-30. Répartition des épicentres des tremblements de terre de magnitude égale ou supérieure à 3 survenus durant la période historique au Canada. Gracieuseté de la Division de la géophysique, Commission géologique du Canada.

(24 mm/a). D'après les données disponibles, il y aurait donc un écart considérale entre les taux actuels d'érosion et de soulèvement régional dans la Cordillère, bien qu'une part inconnue du soulèvement pourrait être liée à la compensation glacio-isostatique.

À l'échelle locale, on peut s'attendre à ce que les glissements de terrain s'intensifient sur les côtes en subsidence, et que l'incidence de glissements de terrain augmente dans les régions en cours de soulèvement à cause de l'encaissement des cours d'eau et de la suraccentuation des pentes qui en résulte. Il n'existe cependant pas de données pour confirmer ces hypothèses.

Tremblements de terre

Au Canada, les épicentres des tremblements de terre survenus au cours de la période historique (fig. 9-30) sont répartis en groupes distincts : au large des côtes du Pacifique, dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, dans les monts Mackenzie, sur la côte nord de l'île de Baffin et dans les basses terres du Saint-Laurent. Étant donné que plusieurs régions à sismicité élevée sont éloignées de l'habitat humain, les effets des séismes sur les processus exogènes ne sont guère documentés, à part ceux observés dans les basses terres du Saint-Laurent, dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique et dans la région de Nahanni, dans les Territoires du Nord-Ouest.

Dans les basses terres du Saint-Laurent, l'existence de glissements de terrain causés par des séismes a été traitée par Hodgson (1927, 1950), Smith (1962) et Desjardins (1980). L'épisode de loin le plus dévastateur a été le tremblement de terre de 1663 (MMI = X)[1]. D'après les rela-

[1] MMI = Intensité maximale sur l'échelle de Mercalli (les chiffres donnés indiquent l'intensité près de l'épicentre).

tions des Jésuites citées par Hodgson (1950) et Smith (1962), ce séisme a déclenché d'énormes glissements de terrain dans les dépôts de la Mer de Champlain, qui ont dévasté de grands secteurs le long des rivières Saint-Maurice et Batiscan et du fleuve Saint-Laurent. Desjardins (1980) a obtenu des âges ^{14}C sur des échantillons provenant de grands glissements de terrain en bordure du Saint-Maurice près de Shawinigan, démontrant qu'il s'agissait bien de l'épisode de 1663. Il semblerait que le village des Éboulements au Québec doive son nom à des glissements de terrain d'origine sismique (Smith, 1962); d'après des témoignages de l'époque, les cours d'eau étaient blanchis par la boue l'été suivant (Hodgson, 1950). La réaction des processus exogènes à l'événement sismique de 1663 a été d'autant plus vive que les conditions d'humidité du sol étaient déjà défavorables. D'après Smith (1962), plusieurs tremblements de terre comparables se sont produits dans les basses terres du Saint-Laurent depuis 1663 (par exemple en 1732, 1791, 1860, 1870, 1925 et 1935), mais des glissements de terrain importants n'ont été rapportés que dans le cas de l'épisode de 1870. Ce séisme (MMI = IX) avait aussi causé un gros éboulement au cap Trinité, sur le Saguenay (Hodgson, 1950).

Dans l'ouest du Canada, des séismes de grande magnitude se sont produits fréquemment au cours de la période historique (Milne, 1956; Milne et al., 1978; Wetmiller et al., 1987). Comme ils ont généralement eu lieu dans des régions inhabitées et éloignées, il n'a pas été possible d'étudier leurs effets sur les processus exogènes, mis à part quelques glissements de terrain isolés (Milne, 1956). Le plus connu de ces tremblements de terre est celui qui a secoué l'île de Vancouver en 1946 (M = 7,2)[2]. Des glissements de terrain (y compris des glissements sous-marins) ont été observés à de nombreux endroits et ont été décrits par Hodgson (1946), Mathews (1979) et Rogers (1980). Le « cliché » des glissements de terrain provoqués par ce séisme, illustré à la figure 9-31, constitue à ce jour le meilleur enregistrement des effets exogènes d'un séisme au Canada.

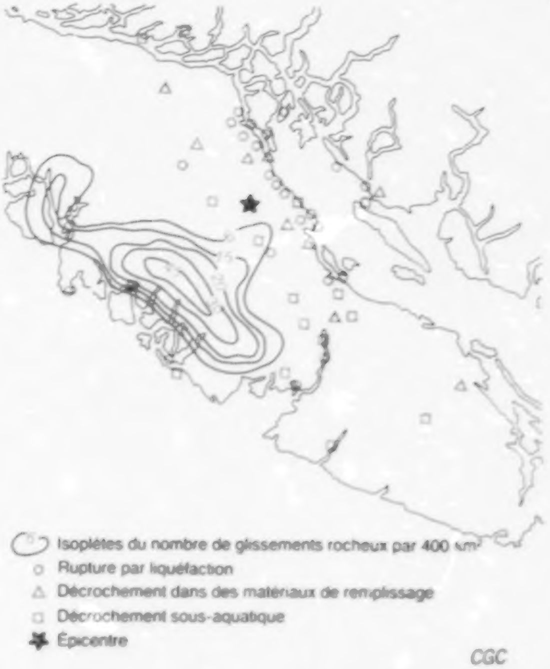


Figure 9-31. Répartition des glissements de terrain déclenchés par le séisme de l'île de Vancouver en 1946, d'après les cartes de Mathews (1979) et de Rogers (1980). Les isoplètes de la fréquence des glissements rocheux sont basées sur le nombre de cicatrices récentes par 400 km^2, tel que rapporté dans Mathews (1979).

Dans le nord de la Cordillère, Eisbacher (1979a,b) et Clague (1981) ont noté l'association entre l'emplacement d'éboulements majeurs d'âge inconnu et celui d'épicentres de séismes historiques, dans les monts Mackenzie et St. Elias respectivement. Bien que cette association semble suggérer un rapport direct entre la séismicité et les glissements de terrain, beaucoup de séismes majeurs qui se sont produits au voisinage de ces chaînes de montagnes ne semblent avoir causé aucun éboulement majeur. Le long de la faille Denali, Clague (1979) a remarqué des escarpements sur les versants des montagnes et des formes de « sackung » qu'il a attribuées directement à des secousses sismiques.

Le séisme de Nahanni en octobre 1985 (M = 6,6) (Wetmiller et al., 1987) a provoqué un glissement rocheux majeur (fig. 9-32), qui a déplacé 5-7 × 10^6 m^3 de calcaires paléozoïques (Evans et al., 1987). C'est l'un des rares glissements de terrain dans la Cordillère que l'on sait avoir été déclenché par un séisme.

Le glissement de terrain survenu à Hope en 1965 (Mathews et McTaggart, 1978) s'est apparemment produit en même temps qu'un événement sismique. Ce glissement, qui a emporté un volume de matériaux de 47,3 × 10^6 m^3, s'est produit environ trois heures après un petit tremblement de terre (M = 3,2), et a coïncidé, à quelques minutes près, avec une deuxième secousse de magnitude comparable. L'épicentre du séisme a été estimé immédiatement sous le site du glissement de terrain (Mathew et McTaggart, 1978). Si le versant avait pu jusque là résister à des forces sismiques pourtant supérieures, c'est que les effets exogènes des tremblements de terre avaient été limités, soit par les conditions internes du versant, soit par les autres caractéristiques des secousses sismiques, comme leur orientation, leur durée et leur fréquence.

Processus volcaniques

Les processus volcaniques augmentent l'énergie potentielle d'un système de dénudation par la construction de formes de relief positives. Ces processus entraînent également le barrage ou la dérivation de cours d'eau, comme l'ont décrit dans la Cordillère Sutherland-Brown (1969) et Souther (1981). Au Canada, l'activité volcanique quaternaire est limitée à l'ouest et au centre de la Cordillère. Plus de 150 centres d'éruption sont distribués le long de quatre zones volcaniques linéaires (fig. 9-33), celles de Wrangell, de Stikine, d'Anahim et de Garibaldi (Souther, 1975). Bien qu'aucune éruption récente survenue dans la Cordillère canadienne n'ait été documentée, on sait que la zone volcanique de Stikine, à Aiyansh, était active vers 1760 (Sutherland-Brown, 1969) et que le mont Edziza a fait éruption à plusieurs reprises depuis 2 ka (Souther, 1981).

[2] M = Magnitude sur l'échelle de Richter

Figure 9-32. Photographie aérienne d'un glissement rocheux déclenché par le séisme de Nahanni en octobre 1985. PNA A27018-266.

Les édifices volcaniques sont caractérisés par des surfaces de dénudation instables, sujettes à une érosion rapide par les eaux courantes et par des mouvements de masse fortuits. Ces surfaces sont des versants abrupts composés de débris volcaniques peu résistants qui sont soumis à des secousses sismiques locales. Sous les versants, les niveaux d'eau peuvent être affectés par la fonte des neiges et des calottes glaciaires, à cause de processus géothermiques ou climatiques ou encore d'eaux deutériques.

Ces caractéristiques donnent lieu à des mouvements de masse sur les versants. Les avalanches de pierres ou des coulées de débris qui se sont produites depuis 1855 au voisinage des centres d'éruption de la zone volcanique de Garibaldi ont été décrites par Patton (1976), Mokievsky-Zubok (1977), Moore et Mathews (1978), Clague et Souther (1982) et Evans (1987). Le volume des matériaux déplacés varie de 0,5 à 12 × 10^6 m^3; on a donc affaire à des transferts de masse instantanés au cours desquels d'importants volumes de débris sont apportés périodiquement dans les systèmes fluviaux autour des centres d'éruption. Il est probable que ces mouvements de masse modifient radicalement les caractéristiques des débits sédimentaires des systèmes fluviaux qu'ils affectent (voir par exemple Lehre et al., 1983).

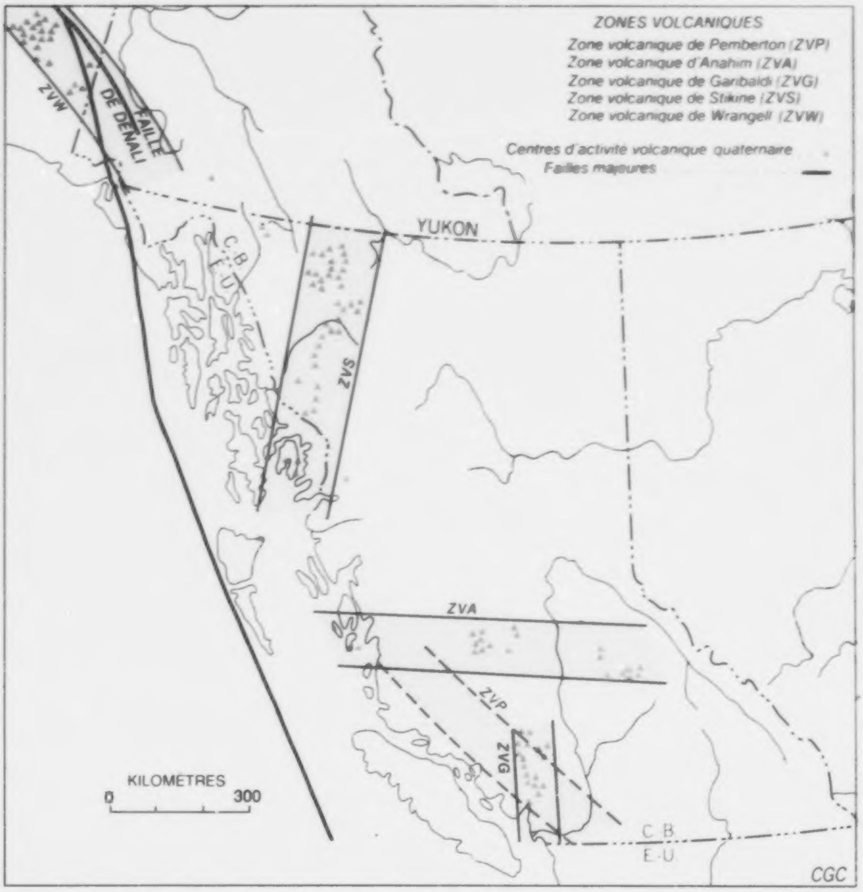


Figure 9-33. Centres d'activité volcanique quaternaire dans l'Ouest canadien (modifié d'après Souther, 1975).

Géomorphologie des lacs

R.A. Klassen

Les principales caractéristiques physiques des lacs, c'est-à-dire leur forme et leur bathymétrie, leur morphologie littorale, la composition et la disponibilité des sédiments et la dynamique lacustre, sont fortement marquées par l'origine et l'histoire géologique des bassins qu'ils occupent. La plupart des lacs canadiens occupent des bassins d'origine glaciaire, thermokarstique ou fluviale (Zumberge, 1952; Frey, 1963; Reeves, 1968; Environnement Canada, 1973). D'autres occupent des bassins structuraux formés par des déplacements de la croûte terrestre, des bassins d'accumulation formés par suite de mouvements de masse, des bassins volcaniques et des bassins d'arrière-plage formés par la sédimentation littorale.

Klassen, R.A.
1989: Géomorphologie des lacs. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 9, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Les bassins rocheux d'origine non glaciaire pourraient avoir pour origine une érosion fluviale ancienne (Ambrose, 1964), des effondrements karstiques (Christiansen, 1971) ou des impacts météoritiques (Dence et al., 1968). Ces bassins conservent parfois des traits essentiels de leur morphologie originale, malgré les glaciations. D'autres bassins sont associés à des éléments structuraux ou à des types de roches particuliers, par exemple des zones de failles, qui ont été préférentiellement érodées ou modifiées par le vent, l'eau ou la glace; la forme et la distribution des lacs qui occupent ces bassins d'érosion peuvent correspondre à l'expression en surface des unités ou structures géologiques.

Les lacs d'origine glaciaire occupent des bassins qui ont été formés ou modifiés par des glaciers, soit par érosion du substratum ou du drift, soit par accumulation de sédiments glaciaires; au Canada, ils sont de loin les plus largement distribués et les plus nombreux. Les caractéristiques des lacs formés en terrain glaciaire sont variées et dépendent en grande partie de la nature du substratum rocheux et des types de sédiments glaciaires et de formes de relief associés aux bassins lacustres.

Parmi les lacs formés par les accumulation glaciaire, certains résultent de l'endiguement de bassins rocheux

quelconques par des sédiments glaciaires, et d'autres se sont formés parmi des formes glaciaires telles que drumlins, moraines côtelées et moraines bosselées. Dans ces régions, l'orientation et la forme des lacs sont étroitement liées aux modelés glaciaires avoisinants. Aussi, les lacs formés dans des dépôts laissés par des glaces actives (par exemple, moraines fuselées, drumlins) sont généralement allongés dans le sens de l'écoulement glaciaire, et leurs rivages ont des tracés réguliers et rectilignes. Les lacs associés à des dépôts et des formes juxtaglaciaires qui sont plutôt transversaux par rapport à la direction de l'écoulement glaciaire (par exemple, les moraines côtelées) seront plutôt allongés perpendiculairement à la direction de l'écoulement glaciaire, auront une forme irrégulière et comporteront un grand nombre d'îles allongées et de hauts-fonds. Les lacs formés dans des zones de désagrégation (par exemple, moraines bosselées, remplissages de crevasses) ont des orientations et des formes irrégulières et complexes et peuvent être parsemés d'îles.

Le dégel de la glace de sol dans les régions pergélisolées et la fonte de culots de glace enfouie entraînant l'effondrement des sédiments sus-jacents sont des processus analogues. La fonte de glace enfouie conduit à la formation de lacs de kettle, généralement petits, plutôt circulaires et sans orientation particulière. Ces kettles sont fréquents dans les zones de moraine de fond, dans les systèmes d'eskers et sur les épandages fluvioglaciaires, où ils se présentent seuls ou en groupes. Les lacs de kettles caractérisent de vastes territoires dans la région des Prairies. En milieu pergélisolé, les lacs thermokarstiques formés par la fonte de la glace de sol sont fréquents; ils sont caractéristiques du delta du Mackenzie (Mackay, 1956, 1963b), de certaines parties du sud de l'île de Baffin (Bird, 1967), de l'île Banks (French et Harry, 1983; Harry et French, 1983) et d'autres grandes zones de sédiments fins. Les lacs thermokarstiques sont généralement plutôt ronds et peu profonds (moins de 3 m de profondeur); leur forme peut varier et ils peuvent migrer latéralement par dégradation thermique de leurs berges. Dans certains cas, la direction du plus grand axe est liée à l'influence des courants engendrés par le vent sur l'érosion des berges (Washburn, 1979, p. 271-273; Carter et al., 1987).

Parmi les bassins lacustres qui doivent leur existence à l'action fluviale, certains se sont formés dans des méandres abandonnés (par ex., lacs en croissant, Mackay, 1963b), d'autres, par sédimentation sur les plaines alluviales (par ex., bassins d'inondation), d'autres enfin, par édification de cônes de déjection ou de dépôts alluviaux en travers d'une vallée (Ashley, 1979). Certains lacs occupent des chenaux fluvioglaciaires abandonnés (Last, 1984) et des marmites de géant (Mackay et Mathews, 1973) formées par l'érosion fluvioglaciaire lors de la déglaciation.

Les lacs se modifient avec le temps sous l'action des facteurs suivants: 1) accumulation de sédiments clastiques et de matières organiques dans les bassins, 2) modification du rivage par des mouvements de masse ou par l'action érosive des vagues ou des glaces, 3) érosion ou accumulation aux exutoires, 4) variations des débits d'alimentation et d'évacuation, de la hauteur de la nappe phréatique et de l'extension du pergélisol, 5) dégradation thermique de la glace de sol et 6) processus périglaciaires. Les variations du niveau d'un lac peuvent être liées à l'érosion des exutoires, à l'accumulation de matériaux résultant de glissements de terrain, de la construction de barrages, d'avancées glaciaires (Clague et Rampton, 1982) et au relèvement isostatique. Ces variations peuvent être graduelles ou rapides, et elles sont parfois périodiques. Le relèvement isostatique différentiel a causé le gauchissement des bassins des Grands Lacs, entraînant l'utilisation de nouveaux exutoires et la remontée des niveaux lacustres au cours de la période postglaciaire (Sly et Thomas, 1974).

Les inondations, parfois catastrophiques, peuvent entraîner la rupture de barrages naturels et la vidange soudaine d'un lac. De tels événements se sont produits récemment au Canada; mentionnons, par exemple, les ruptures d'un barrage morainique au ruisseau Klattasine, en Colombie-Britannique, en 1972 (Clague et al., 1985), d'un barrage de neige sur l'île Melville, dans les Territoires du Nord-Ouest, en juillet 1979 (Heginbottom, 1984), d'un barrage formé par des éboulis dans la vallée de la rivière Squamish en juin 1984 (Evans, 1986) et d'un barrage glaciaire sur la rivière Noeick, en Colombie-Britannique, en octobre 1984 (Jones et al., 1985). La vidange d'un lac peut aussi résulter des processus suivants: recul du littoral, variations du niveau de base, migration des lits fluviaux sur une plaine d'inondation et, en milieu pergélisolé, activité thermokarstique et infiltration par érosion régressive le long de coins de glace (Harry et French, 1983).

Dans les lacs, l'érosion et le transport de débris grossiers s'effectuent essentiellement à proximité des rivages et en eaux peu profondes, les matériaux plus fins étant transportés vers les eaux plus profondes soit en suspension, soit par des courants de turbidité, soit par transport glaciel. Les formations en surface dans les bassins lacustres peuvent influer sur les taux d'érosion des rivages et de sédimentation clastique (Gelinas et Quigley, 1973), et sur les propriétés chimiques de l'eau (Ryder, 1964; Coker et Shilts, 1979). Ainsi, l'histoire glaciaire exerce un contrôle important sur les propriétés physiques et chimiques des lacs et sur la régionalisation de certaines propriétés de l'eau des lacs.

En plus des formes d'érosion littorale, des formes littorales caractéristiques, telles que crêtes de poussée, traînées et marmites peuvent être produites par la poussée des glaces d'un lac vers la rive sous l'influence du vent ou de forces d'expansion thermique (Dionne et Laverdière, 1972; Washburn, 1979, p. 254-257). Dans les régions arctiques, la glace de lac peut également limiter l'action des vagues et les taux d'érosion littorale au cours de la période estivale (Coakley et Rust, 1968). Dans les régions pergélisolées, des formes périglaciaires, par exemple des structures à bourrelets et dépressions et des sols structurés, peuvent se développer en eau peu profonde ($<2,5$ m) (Dionne, 1974, 1978a; Shilts et Dean, 1975).

Au Canada, peu d'études stratigraphiques ont été entreprises sur les sédiments quaternaires dans lesquels les bassins lacustres actuels se sont formés, parce que les sédiments antérieurs à la dernière glaciation sont généralement présumés érodés ou détruits. Sly et Prior (1984) ont cependant signalé la présence de sédiments déformés par les glaciers dans le bassin du lac Ontario. De plus, certaines vallées majeures de la Colombie-Britannique (par exemple, celle de l'Okanagan) renferment les dépôts de plusieurs cycles de remblaiements lacustres antérieurs à la dernière glaciation, qui doivent apparemment leur préservation à l'incapacité de la glace à déblayer les vallées jusqu'au substratum (Fulton, 1972). La grande majorité des lacs canadiens existaient déjà lors de la déglaciation,

et c'est pourquoi leurs bassins renferment des sédiments glaciaires, fluvioglaciaires et glaciolacustres liés au dernier cycle de retrait glaciaire. Dans le sud du Bouclier canadien, là où ces dépôts ont été étudiés, les successions stratigraphiques quaternaires au fond des lacs sont parfois épaisses (de 10 à 30 m, ou même plus) et complexes, et peuvent comporter des dépôts non stratifiés recouverts de séquences sédimentaires massives ou laminées qui se sont accumulées dans des lacs glaciaires ou en milieu marin (Shilts et al., 1976; Klassen et Shilts, 1982; Shilts, 1984). La présence de ces puissantes accumulations n'est pas toujours indiquée par les dépôts en surface du bassin versant. Ces sédiments anciens sont surmontés d'une couverture récente de sédiments lacustres riches en matières organiques, qui représentent les sédiments accumulés depuis la déglaciation.

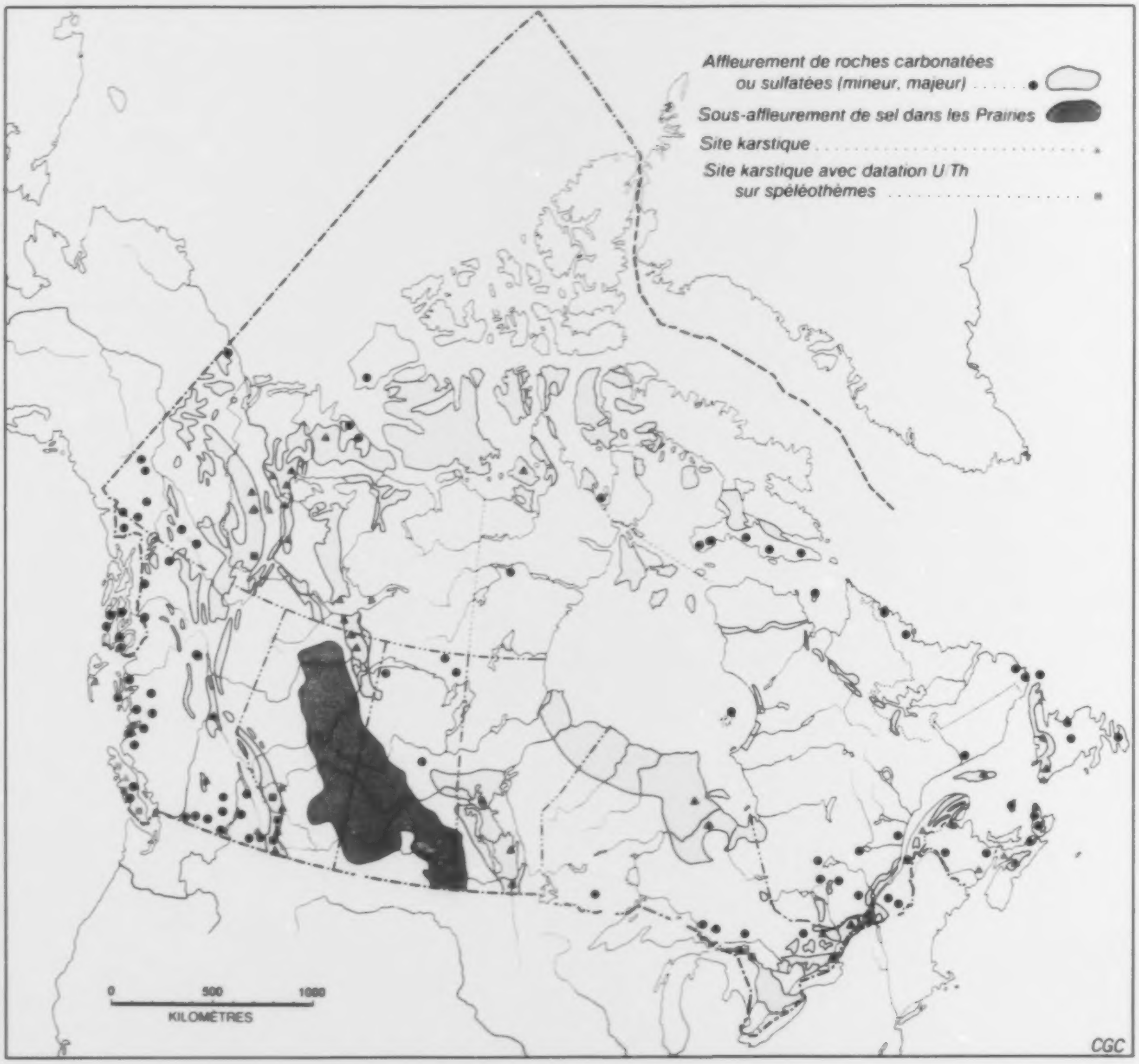


Figure 9-34. Répartition des roches solubles et des sites karstiques au Canada.

Figure 9-35. Le karst Col, dans la région karstique de North Nahanni, monts Mackenzie, Territoires du Nord-Ouest. Cette zone karstique présente une forte densité de dolines, certaines atteignant 40 m de profondeur. Des dépressions karstiques plus grandes, longues de 1 000 m ou plus, s'étendent de part et d'autre du karst Col. À l'arrière-plan, une couverture de shale.

Processus de dissolution

D.C. Ford

Par ordre décroissant de solubilité, les principales roches karstiques sont le sel, le gypse (incluant l'anhydrite), le calcaire et la dolomie. Le gypse, le calcaire et la dolomie sont présents dans toutes les provinces géologiques et topographiques du Canada et affleurent sur environ $1,25 \times 10^6$ km². D'épaisses couches de sel font partie de la succession stratigraphique dans une aire d'environ 500×10^3 km² dans les Prairies; d'importants dépôts de sel existent également dans le sud de l'Ontario et dans les provinces de l'Atlantique (fig. 9-34).

Le sel et le gypse se dissolvent par dissociation moléculaire dans l'eau. Ce processus ne comporte aucun seuil dynamique, et le facteur température y est somme toute négligeable. Les taux de dissolution sont fonction du volume disponible des eaux de ruissellement et souterraines. Le sel a une solubilité telle qu'il ne se maintient pas en surface au Canada. Les effondrements par dissolution en profondeur ont entraîné la formation de profondes zones bréchiques en Saskatchewan (Christiansen, 1967), dont certaines se traduisent en surface par des dépressions peu profondes. Le processus de dissolution semble avoir été le plus actif au cours de la déglaciation du Wisconsinien supérieur.

Les meilleurs exemples d'un karst gypseux sont les vastes dolines d'effondrement qui se sont propagées dans les roches carbonatées sus-jacentes. Il en existe quelques milliers, dispersées dans une zone qui s'étend du parc Wood Buffalo et de la pointe Pine jusqu'à la plaine de Horton dans la vallée du Mackenzie, et qui traverse les monts Franklin et les collines Colville (van Everdingen, 1981). L'aire de distribution de ces phénomènes atteint sa limite septentrionale dans la zone de pergélisol continu. La majorité de ces formes karstiques sont probablement postglaciaires, mais il existe des cas de réactivation de karsts interglaciaires et peut-être même des formes préglaciaires. Des karsts à dolines plus modestes, accompagnés de karsts interstadiaires et interglaciaires, existent à Terre-Neuve et en Nouvelle-Écosse. Dans ces provinces, il existe aussi

Ford, D.C.
1989: Processus de dissolution. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 9, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

des karsts à pinacles qui sont apparemment d'âge holocène.

Le calcaire et la dolomie sont moins solubles. Les taux de dissolution sont contrôlés principalement par l'apport de CO_2 qui forme l'acide carbonique. Drake et Ford (1981) ont montré que les concentrations de solides dissous dans la majeure partie du Canada sont semblables à celles des régions humides plus chaudes; les taux de dissolution sont alors liés au ruissellement annuel moyen. Les taux sont souvent plus faibles au-dessus de la limite des arbres en zone alpine et sont nettement plus faibles dans certaines eaux sous-glaciaires (Ford, 1971). Les karsts et cavernes calcaires sont très répandus dans le Canada continental; certains exemples alpins et subarctiques sont parmi les plus remarquables au monde. Dans les îles de l'Arctique, le développement des modelés karstiques est limité par le pergélisol et la gélifraction (Bird, 1967). Quant au karst dolomitique, il est peut-être plus étendu au Canada que partout ailleurs dans le monde.

Karstification régionale

Des terrains accidentés, à dolines, modifiés par le passage des glaciers, sont présents dans l'ouest de Terre-Neuve. Des plates-formes carbonatées dominent les basses terres du Saint-Laurent et la région d'Interlake, au Manitoba; elles portent, sur de vastes étendues, des pavages de dissolution percés de dolines mineures et de petites cavernes (Ford, 1983a). La plupart des formes karstiques sont d'âge holocène, mais d'autres sont plus anciennes. Des spéléothèmes découverts dans la caverne de Saint-Elzéar, en Gaspésie, ont été datés à 280 ka (Roberge et Gascoyne, 1978).

Il existe également une grande variété de formes karstiques dans les Rocheuses méridionales: le col Crowsnest comporte des systèmes de cavernes préglaciaires disséquées par plusieurs phases de creusement des cirques. Le karst de Castleguard, dans le parc Banff, est une terrasse à dolines et à pavage de dissolution qui s'étend sous le champ de glace Columbia, dont les portions centrales sont drainées par des cavernes profondes. La caverne Castleguard, moins profonde, est la plus longue jamais explorée au Canada; elle a plus d'un million d'années et est postérieure à la première glaciation dans cette région (Ford, 1983b).

C'est dans les montagnes du nord de l'île de Vancouver qu'existe la plus grande densité de cavernes. Les études n'y font que commencer; certains stalagmites ont été datés au dernier interglaciaire (étage 5ᵉ de la stratigraphie isotopique marine), mais aucun stalagnite plus ancien n'y a encore été découvert.

Le terrain karstique le plus remarquable s'est formé dans des calcaires et des dolomies des monts Mackenzie orientaux entre 61 et 65°N. Les seules études disponibles jusqu'à maintenant portent sur le karst de Nahanni (Brook et Ford, 1978; Schroeder, 1979). Cette région a déjà été englacée, mais pas depuis au moins 300 ka. Elle renferme un labyrinthe de couloirs de dissolution, de larges dolines, de poljés, de ponts naturels et de tourelles. Elle présente plusieurs traits communs avec les karsts tropicaux. Cela montre combien la dissolution des roches peut être rapide dans les régions intérieures septentrionales, même là où il existe aujourd'hui un pergélisol discontinu (fig. 9-35).

Processus éoliens

Peter P. David

Les processus éoliens, dont la nature et l'intensité ont varié dans le temps et l'espace, sont actifs au Canada depuis le retrait du dernier inlandsis. Tout comme le retrait glaciaire, le début de l'activité éolienne au front des glaces en retrait a été diachronique. La phase initiale d'activité éolienne était intense partout, moins à cause du climat qu'en raison de la disponibilité de sédiments glaciaires non cohésifs, nouvellement exposés, et sans couvert végétal; dans les régions qui ont été déglacées avant 10 ka, cette phase éolienne a été de courte durée à cause de l'humidité du climat (David, 1982). Entre 10 et 5 ka environ, soit la période la plus sèche de l'Holocène, l'activité éolienne s'est poursuivie avec vigueur (David, 1972), jusqu'à ce que se produise une stabilisation progressive des formes éoliennes par le couvert végétal, à la faveur d'une évolution climatique graduelle vers le climat plus humide que nous connaissons aujourd'hui. Dans les régions centrales aujourd'hui couvertes de forêts, l'activité éolienne était généralement limitée à une courte phase immédiatement postérieure à la déglaciation, tandis qu'aux marges méridionale et septentrionale de l'inlandsis, elle s'est poursuivie durant la deuxième moitié, plus humide, de l'Holocène. En fait, depuis 4 ou 5 ka, ce sont les fluctuations des précipitations qui ont commandé l'activité éolienne dans les régions de forêts-parcs du sud (David, 1971, 1982); près de la limite forestière septentrionale, les processus éoliens semblent avoir été plutôt sous l'influence des variations de la température (Filion, 1984; Filion et Morrisset, 1983).

Au Canada, les diverses manifestations de processus éoliens anciens sont les affleurements usés par le vent et les cailloux éolisés (ventifacts), fréquents localement dans le Nord canadien (Tremblay, 1961; David, 1981b; Schreiner et al., 1981; Raupp et Argus, 1982) mais plus rares au sud (Clark et Elson, 1961; David, 1977); les coulées orientées dans le sens du vent dans le sud de l'Alberta (Beaty, 1975) et les nombreuses falaises littorales érodées par le vent, avec leurs dépôts éoliens sommitaux (David, 1970, 1972; Bouchard, 1974; Pissart et al., 1977); les nombreuses zones dunaires distribuées d'un bout à l'autre du Canada (fig. 9-36; David, 1977; Dionne, 1978b) et les dépôts de loess qui leur sont associés (Christiansen, 1959; David, 1977, 1981b; Dumanski et al., 1980; Catto, 1983); et, enfin, les rares couches de téphra volcanique associées à d'autres sédiments éoliens (David, 1970; Westgate, 1970; Dumanski et al., 1980).

Actuellement, l'action du vent se résume à quelques processus: mobilisation sporadique de dunes de sable (David, 1977, 1979); érosion des falaises sans couvert végétal dans toutes les régions et des terrains dénudés dans les régions arctiques (Pissart et al., 1977); déflation de sédiments alluviaux nouvellement déposés (Kindle, 1952; Nickling, 1978); déflation périodique de champs labourés dans les Prairies (ce chapitre, Hewitt, 1989); transport de

David, P.P.
1989: Processus éoliens. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 9, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

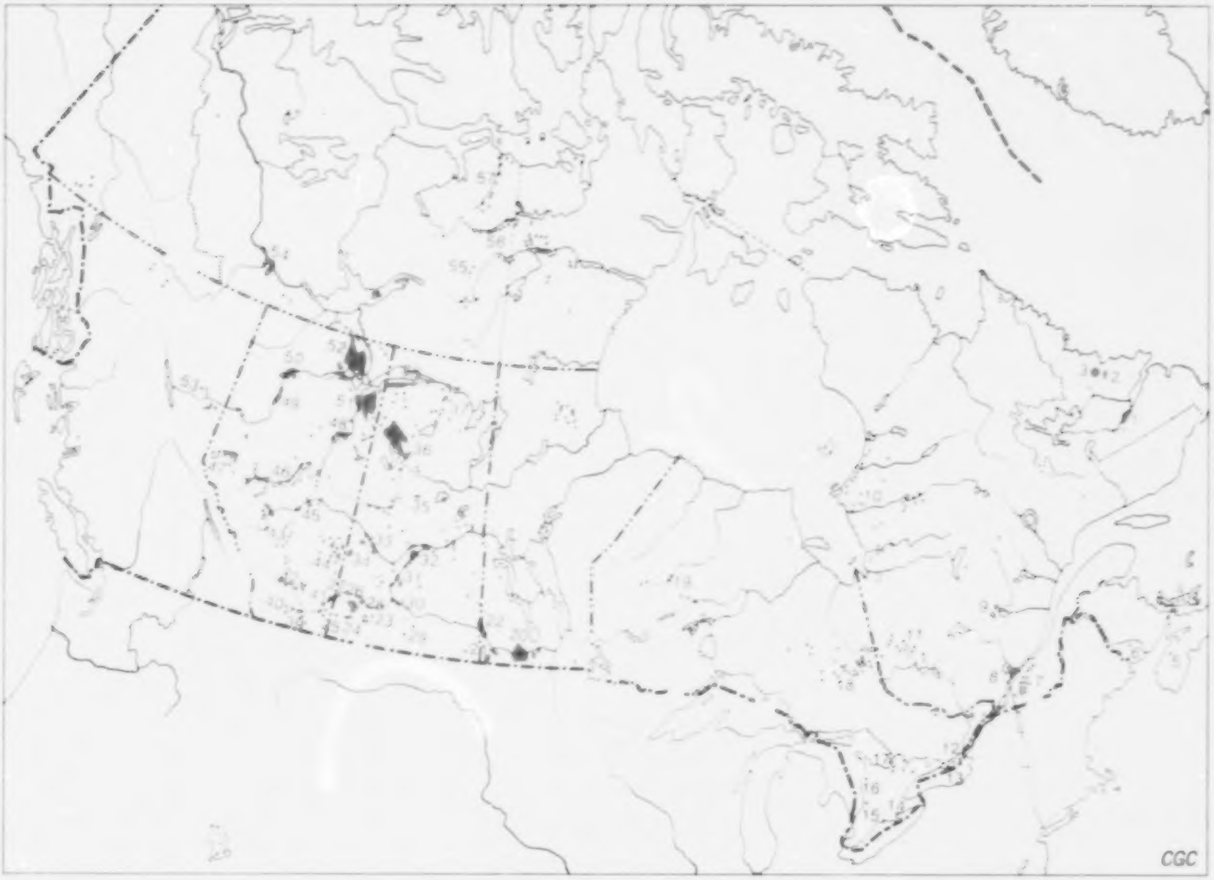


Figure 9-36. Répartition des dunes au Canada. Les valeurs entre parenthèses suivant le nom de la province indiquent la superficie totale des zones dunaires de plus de 25 km². La carte est accompangée d'une liste numérotée des noms des régions dunaires. Les points indiquent généralement des zones dunaires de moins de 25 km². Le « D » désigne des zones dunaires bien connues.

téphras provenant d'éruptions volcaniques récentes (le téphra résultant de l'éruption de mai 1981 du mont St. Helens a été retracé jusqu'à Montréal, au Québec). La zone dunaire d'Athabasca, qui s'étend au sud du lac Athabasca, en Saskatchewan et en Alberta, retient l'attention à cause du caractère exceptionnel et énigmatique de son histoire éolienne (David, 1977; Abouguendia, 1981; Raupp et Argus, 1982; Carson et MacLean, 1986); à cet endroit, l'activité éolienne, qui peut s'être exercée à grande échelle depuis la déglaciation, est contrôlée non par le climat, mais par les fluctuations locales des eaux souterraines sous de grandes surfaces sableuses dénudées qui présentent une diversité de formes éoliennes (Hermesh, 1972; M. Landals, rapport interne remis à Alberta Parks, Edmonton, 1978; David, 1981a; fig. 9-37).

En plus des exemples mentionnés précédemment, une remarquable activité éolienne a également lieu durant les longs mois d'hiver, lorsque d'énormes quantités de neige sont remobilisées par le vent; ce processus affecte directement les activités humaines dans toutes les régions du Canada, et influence indirectement, dans certaines régions, la recharge des nappes d'eau souterraine au printemps et l'activité dunaire au début du printemps (David, 1972). Les processus éoliens hivernaux mènent aussi à la formation de dépôts nivéo-éoliens locaux (Cailleux, 1972).

TERRE-NEUVE (365 km²)
1 Fleuve Churchill D
2 Rivière Kanairiktok D
3 Lac Harp D

4 **ÎLE-DU-PRINCE-ÉDOUARD** (petites dunes sporadiques)
Région du littoral nord

5 **NOUVELLE-ÉCOSSE** (petites dunes sporadiques)

6 **NOUVEAU-BRUNSWICK** (petites dunes sporadiques)

QUÉBEC (264 km²)
7 Région de Drummondville
8 Région de Trois-Rivières
9 Région du lac Saint-Jean
10 Région de la baie James et de la Grande rivière de la Baleine
11 Région de Val d'Or

ONTARIO (329 km²)
Ontario méridional (petites dunes sporadiques)
12 Île Wolf D
13 Sandbanks D
14 Simcoe D
15 Pinery D
16 Sauble Beach D
17 Wasaga D

18 Régions de Kirkland Lake et Timmins
Ruisseau McCool D
Lac Watabeag D
Lac Kennedy D

19 Ouest ontarien (petites dunes sporadiques)
Lac Whiteclay D
Lac Whitewater D
Baie Lonebreast D

MANITOBA (1 693 km²)
20 Brandon D
21 Lac Oak D
22 St. Lazare D

SASKATCHEWAN (6 307 km²)
23 Seward et lac Antelope D
24 Lac Bigstick et la Crane D
25 Tunstall D
26 Great D
27 Burstall et Westerham D
28 Cramersburg D
29 Centre sud de la Saskatchewan (petites dunes sporadiques)
30 Elbow et Birsay D
31 Dundurn et lac Pike D
32 Région de Prince Albert
Lac Duck D
Holbein D
Forêt Nisbet D
33 North Battleford D
34 Lac Manito D
35 Lac Emmeline D
36 Lac Agar et rivière Fortin D (dunes sporadiques)
37 Région de la rivière Cree
Lac Kearns D
Région du lac Athabasca
38 Athabasca D

ALBERTA (8 007 km²)
39 Lac Pakowki D
40 Région de Lethbridge
Lac Grassy D
41 Middle et Hilda D
42 Sud-ouest albertain (petites dunes sporadiques)
43 Région de Red Deer (petites dunes sporadiques)
44 Région de Wainwright
Lac Sounding D
Edgerton D
Buffalo Park D
45 Région de Fort Saskatchewan
Eastgate D
Rivière Redwater D
Ruisseau Beaverhill D
Ukalta D
46 Régions d'Edson et d'Athabasca
Edson D
Région de Windfall D
Whitecourt D
Lac Fish D
Holmes Crossing D
Fort Assiniboine D
Lac Nelson D
Lac Kilsyth D
Chisholm D
Lac Bruce D
Hondon D
Decrene D
47 Région de Grande Prairie
Ruisseau Pinto D
Wapiti et ruisseau Pipestone D
Rivière Bear D
Grovedale D
Lac Ellenwood D
Ruisseau Economy D
Watino D
48 Région de Fort McMurray
Rivière Algar D
Fort McMurray D
49 Région de Carcajou
Ruisseau Cache D
Rivière Wolverine D
50 Fort Vermilion et La Crête D
51 Région du lac Athabasca
Lac Ronald D
Rivière Richardson D
Baie Old Fort D
52 Parc national de Wood Buffalo D (dunes sporadiques)

COLOMBIE-BRITANNIQUE (96 km²) (petites dunes sporadiques)
53 Région de Fort St. John
Ruisseau Windy D
Rivière Halfway D

CANADA SEPTENTRIONAL (665 km²) (petites dunes sporadiques)
54 Région de Fort Simpson
Fort Simpson D
Ruisseau Manners D
Rivière Trail D
55 Région de la rivière Thelon
56 Région de la rivière Black
57 Région de la rivière Ellice

CGC

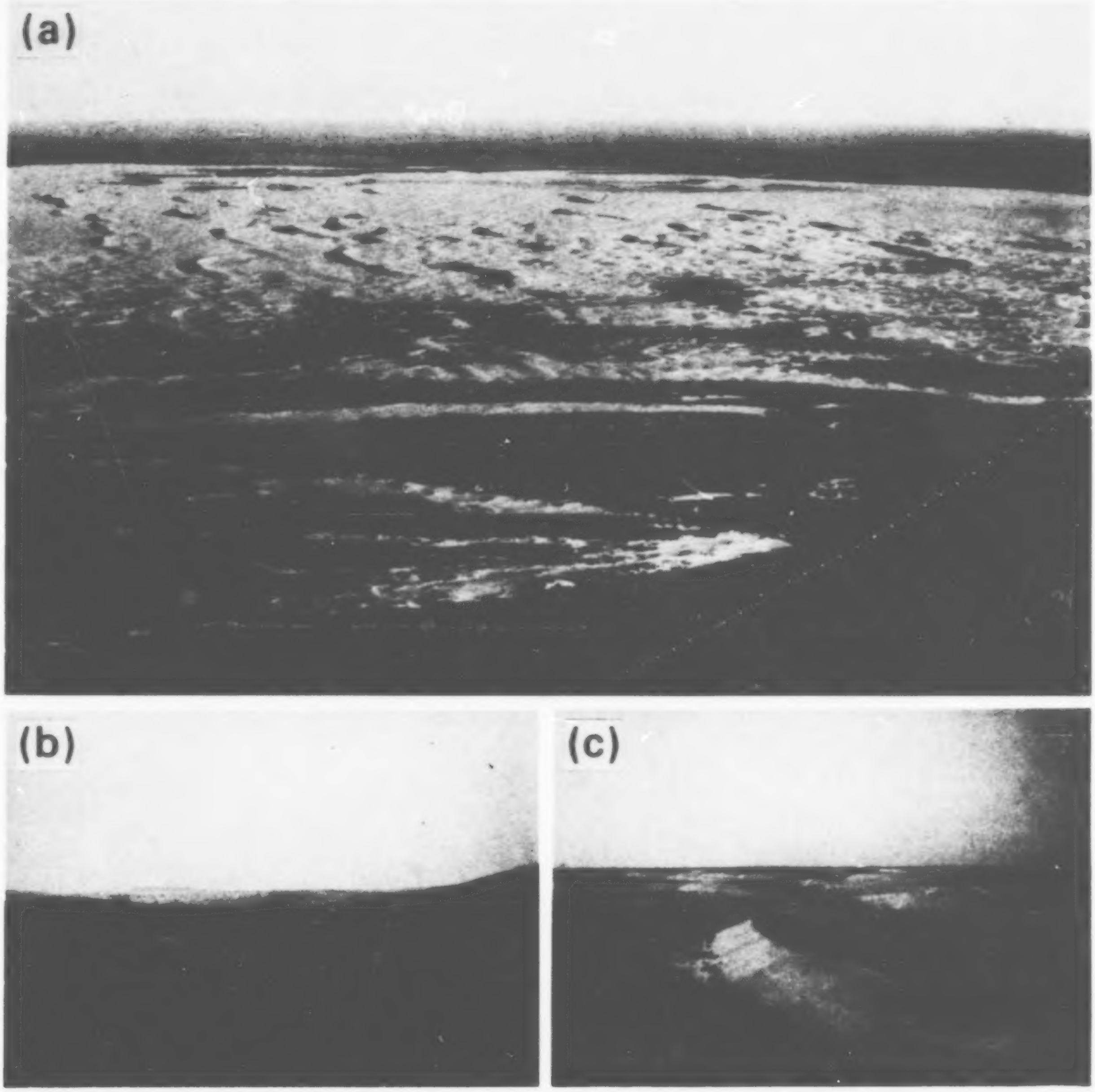


Figure 9-37. Dunes à proximité du lac Athabasca, Saskatchewan. a) Vue aérienne vers le sud du secteur de la rivière Williams. Les dunes migrent de droite à gauche. b) Zone de déflation devant une des dunes géantes illustrées en (a); vue vers le sud. c) Gros plan des dunes géantes illustrées en (a); vue aérienne vers le nord. 204377-E, D, F.

Action érosive des animaux

P.A. Egginton

Tous les processus géomorphologiques sont influencés par des facteurs biologiques d'un type ou d'un autre. Dans la présente section, nous verrons comment certains animaux, par diverses activités, favorisent l'érosion. En effet, les animaux peuvent contribuer directement à l'érosion en déplaçant des matériaux vers le bas des versants, ou indirectement en modifiant le couvert végétal, exposant ainsi les matériaux en surface à des processus différents ou plus énergiques.

Influence indirecte

Les régions dominées par une seule espèce végétale ou un seul étage de végétation peuvent être particulièrement vulnérables à l'influence des animaux. Ainsi, divers insectes menacent périodiquement les forêts canadiennes (Hiratsuka et al., 1981; Safranyik et al., 1981) et les Prairies. Par exemple, le dendroctone du pin argenté peut, en quelques années, faire dépérir 90 % des arbres dans les peuplements qu'il envahit. La destruction rapide du couvert forestier peut modifier sensiblement l'évapotranspiration, l'accumulation de la neige, l'interception, l'érosion superficielle et le ruissellement (voir, par exemple, Bethlamy, 1974). Ces modifications entraînent une augmentation des débits solides et des problèmes de stabilité des versants, semblables à ceux que connaissent les régions dont les forêts sont soumises à des coupes à blanc (ce chapitre, Hewitt, 1989).

Divers animaux comme les bisons, les cerfs, les oies, les lièvres et les orignaux peuvent, par surpâturage, détruire le couvert végétal ou altérer la succession végétale (par exemple, Holsworth, 1980; Dionne, 1985). De même, divers granivores, tels la souris Sylvestre, peuvent retarder ou inhiber la régénération « naturelle » d'une forêt (par exemple, Williams, 1959; Pank, 1974). Dans ces cas, un effet significatif ne se produit que lorsque les populations animales ont atteint une forte densité, soit par suite d'une évolution naturelle, soit par suite d'une réduction de leur aire de distribution. Bien entendu, le surpâturage et les problèmes d'érosion du sol qui en résultent sont surtout le fait des ovins et des bovins. Le piétinement par les gros animaux (par exemple, les caribous, bœufs musqués et rennes) peut détruire en grande partie le couvert végétal superficiel (Bos, 1967; Pegau, 1970; Bliss et Wein, 1971), exposant des matériaux qui étaient jusque là protégés. En région pergélisolée, lorsque la teneur en glace dans le sol est élevée, le piétinement peut conduire au développement de thermokarsts (Mackay, 1970).

Influence directe

La contribution animale à l'érosion peut être encore plus directe. Ainsi, les eaux de ruissellement sont parfois canalisées dans des sentiers frayés par certains animaux, comme le caribou, et causent une érosion accrue du sol (Bee et Hall, 1956; Wiggins et Thomas, 1962). Si les matériaux en surface sont « sensibles », ils peuvent, sous le poids de gros animaux et à force d'être piétinés, se liquéfier et fluer vers le bas des versants (Egginton, 1979). Sur certains versants, le va-et-vient des élans ou des moutons entraîne la formation de terrassettes et des glissements du sol (Stelfax, 1971), dont les meilleurs exemples sont toutefois observés sur les versants soumis au broutage intensif du bétail. Les terrassettes peuvent avoir plusieurs origines (Fairbridge, 1968), mais celles qui se terminent vis-à-vis les clôtures sont très certainement liées au passage d'animaux. Sur ces terrassettes, l'érosion accrue tient non seulement à l'absence du couvert végétal, mais aussi à la concentration du ruissellement superficiel.

Un certain nombre d'animaux, en creusant des tunnels ou des terriers, provoquent une remontée de matériaux vers la surface; ils altèrent ainsi la perméabilité du sol, exposent des matériaux qui peuvent être sensibles à l'érosion et les déplacent vers le bas des versants. Le grizzli et l'ours polaire sont les plus gros animaux fouisseurs, du moins par leur taille. Quiconque s'est rendu au pays du grizzli aura sans doute remarqué les cratères creusés par ces ours à la recherche d'écureuils terricoles; la terre a été rejetée dans toutes les directions. L'antre d'un grizzli ou d'un ours polaire est une preuve non équivoque de la capacité d'affouillement de ces bêtes. Par ailleurs, le volume de terre déplacée par des animaux beaucoup plus petits peut être prodigieux. En effet, Darwin (1881) a montré, dans un ouvrage qui est maintenant un classique, que les vers de terre peuvent retourner plus de 18 à 44 t/(ha.a). Sur les versants du Yukon, les écureuils peuvent déplacer 18 t/(ha·a) (Price, 1971). Le rat des sables de la toundra alpine remue également des quantités impressionnantes de matériaux (Stoeker, 1976; Thorn, 1980). D'après Thorn (1978, 1982), sa remarquable capacité d'affouillement (jusqu'à 27,7 t/(ha·a) en fait peut-être le principal agent d'érosion sur les versants alpins recouverts de végétation et surmontés d'une couverture de neige pendant l'hiver. Les campagnols et les taupes peuvent également avoir un impact important; dans la région d'Ottawa, ils remuent entre 14 et 28 t/(ha·a) de terre (Egginton, 1985). Ce brassage de matériaux superficiels et la construction de « macropores » interconnectés peuvent modifier sensiblement les taux d'infiltration (Beven et Germann, 1982). Green et Askew (1965) ont observé des sols argileux qui, du seul fait qu'ils sont colonisés par des fourmis, ont des conductivités hydrauliques qui ressemblent à celles des graviers.

Les castors, à cause de leur distribution et de leurs habitudes, ont l'un des impacts les plus visibles à la surface du territoire canadien. Chaque barrage de castors, construit de boue et de bois, crée un étang de plusieurs hectares qui finit par tuer la végétation. Les cours d'eau fréquentés par une forte population de castors et jalonnés de nombreux barrages adoptent un profil en gradins (Heede, 1975); la pente et la vitesse de l'eau en surface sont alors réduites, et le débit fluvial est étalé sur une plus longue période. Des marais se forment à mesure de l'envasement des étangs, produisant des prairies à castors ou des formes de type delta. La rupture d'un barrage de castors, qui peut atteindre 5 m de hauteur dans les lits profonds, produit des inondations localisées et peut causer une érosion majeure du lit (Retzer et al., 1956).

Egginton, P.A.
1989: Action érosive des animaux. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 9, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Les géomorphologues ont tendance à sous-estimer le rôle des animaux dans les processus d'érosion. Pourtant, il arrivera souvent que des animaux, en grugeant ou en délogeant des repères ou des bornes, nuisent aux mesures des processus géomorphologiques; comme le souligne van Zon (1981), ils sont vus davantage comme des nuisances que comme des agents d'érosion. Pour que des animaux aient une influence marquée sur les taux d'érosion, il faut qu'ils soient présents en nombre relativement grand. Même si très peu d'études quantitatives détaillées ont été faites à ce sujet, il est clair que, dans les conditions les plus favorables, la contribution géomorphologique du règne animal est non seulement importante, mais parfois aussi dominante.

ACTION GÉOLOGIQUE DE L'HOMME

K. Hewitt

L'homme contribue à façonner son milieu géologique de deux façons: 1) il modifie l'action des processus naturels et 2) il redistribue délibérément et transforme artificiellement les matériaux terrestres. Bien que moins évidentes, les modifications chimiques et biologiques apportées par l'homme à son environnement sont de même nature que les changements plus profonds qu'a subis la terre au cours de son histoire.

La présente section traite du rôle des activités humaines au Quaternaire, en particulier de leurs effets sur le paysage et les habitats canadiens. Même si, essentiellement, elle poursuit et complète la démarche géoscientifique dont rendent compte les sections précédentes, un certain changement de perspective et même de style est difficilement évitable. Pourquoi?

L'objet des sciences de la Terre est de décrire et d'expliquer les processus naturels. Il est admis que ces phénomènes planétaires se produisent naturellement et obéissent à des lois physiques, avec ou sans la présence de l'homme. C'est essentiellement par l'analyse de ces phénomènes que les sciences de la Terre contribuent à la compréhension que nous avons de l'environnement canadien, quoique leurs répercussions sur la vie sociale et économique du pays suscitent de plus en plus d'intérêt. De plus, la théorie géologique a profondément bouleversé la pensée moderne en décrivant notre monde en termes de processus à grande échelle, et notamment en lui fixant une durée, telle que les activités de l'homme apparaissent insignifiantes. Même au cours de cette dernière et très courte période géologique qu'est le Quaternaire, les signes de la présence de l'homme demeurent, jusqu'à la toute fin, éparpillés et somme toute mineurs. Les phénomènes dont nous allons traiter sont pratiquement indiscernables avant environ 10 ka. Au Canada, la plupart de ces phénomènes étaient à peu près inexistants avant la fin du XIX[e] siècle. Compte tenu de l'immensité du Canada, avec ses vastes étendues de roches très anciennes et l'immense héritage que lui ont légué les glaciations pléistocènes, il peut paraître inconcevable de traiter de ces phénomènes sans le puissant secours de la théorie géologique. Il faudra pourtant s'y résigner, car non seulement la théorie géologique est moins utile lorsqu'il s'agit de décrire le rôle géologique de l'homme, mais encore risquerait-elle de nous écarter de notre objet.

Dans les régions où la population canadienne et l'activité économique sont concentrées, le milieu géologique est devenu anthropique dans une large mesure. Cette géologie anthropique est tout à fait manifeste dans les milieux bâtis ainsi que dans les zones d'agriculture intensive, d'exploitation forestière et d'exploitation minière. Ici, le paysage, les matériaux qui nous entourent et leur évolution sont largement modelés par l'action de l'homme. En fait, notre rôle géologique est concentré dans la partie *habitable* de la Terre, c'est-à-dire que les surfaces terrestres fertiles et les couches adjacentes de l'atmosphère et de l'hydrosphère en sont les plus directement touchées. Cela semble donner à l'intervention humaine une importance sans rapport avec l'ampleur de l'évolution géologique. Nous découvrirons cependant que, bien qu'ils soient récents, les effets des processus d'industrialisation qui agissent aujourd'hui sur le paysage et les matériaux terrestres, lorsqu'ils sont projetés sur l'échelle des temps géologiques, sont du même ordre de grandeur que les grands processus « naturels ».

Des études réalisées dans d'autres pays industrialisés montrent que les déblais, transports et accumulations de matériaux terrestres par l'activité humaine ont des effets comparables et parfois même supérieurs à ceux des phénomènes naturels. Par exemple, au Japon, l'un des milieux naturels les plus actifs sur le plan géologique, Kadomura (1980) a montré que l'érosion anthropique avait dépassé par son ampleur, au cours des dernières décennies, les effets conjugués de tous les processus en surface. Vita-Finzi (1977) a fait la même constatation pour la Grande-Bretagne depuis les années 20. Dans de nombreuses régions, la modification des sous-cycles d'érosion en a augmenté les taux (tableau 9-5) d'un facteur de dix ou même davantage. Il n'existe cependant pas de données permettant d'évaluer globalement la situation au Canada. Néanmoins, nous pouvons dire que l'échelle et l'ampleur des activités urbaines et industrielles au Canada ne diffèrent que très peu de celles du Japon ou de la Grande-Bretagne même que, dans le cas de certaines activités d'extraction, elles sont parfois bien supérieures. Il se produit également une modification à grande échelle des propriétés chimiques et physiques de la surface des terrains, des eaux superficielles et de l'atmosphère. Les processus industriels reproduisent aujourd'hui des phénomènes pétrogénétiques de tous genres; ils créent des environnements où dominent le béton, la brique, le plastique, les métaux et le verre, et dans lesquels se concentre une proportion toujours croissante de la population et des activités humaines.

Enfin, certaines conséquences de l'activité humaine pourraient modifier rapidement, et de façon irréversible, l'évolution de la Terre. Certains croient que l'accumulation du CO_2 dans l'atmosphère, attribuable à l'utilisation des combustibles fossiles, à la combustion de la biomasse et à l'oxydation de sols nouvellement exposés, peut conduire à des modifications climatiques de l'ordre de celles qui ont marqué le début de périodes géologiques et de systèmes lithologiques (Cohen, 1986). De plus, les pluies acides causées par l'activité humaine sont une source de pollution dont on ne connaît pas l'ampleur exacte mais qui pourrait prendre des proportions désastreuses, en libérant des éléments toxiques au contact de composés et de miné-

Hewitt, K.,
1989: L'action géologique de l'homme. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 9, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

raux qui autrement seraient stables. On prétend qu'une guerre nucléaire, même en n'utilisant qu'une faible partie de l'arsenal disponible, pourrait avoir des conséquences équivalentes aux cataclysmes naturels que la croyance populaire associe à l'extinction des dinosaures (Turco et al., 1983; Société royale du Canada, 1985). Des risques de changements semblables sont également attribués à l'armement biologique, chimique et environnemental (Westing, 1984).

Aussi, n'est-il pas étonnant que le rôle de la société dans les processus géologiques s'accompagne souvent d'une inquiétude à l'égard de tous les types de changements produits par l'homme sur son milieu. La façon d'aborder ces questions rompt avec l'objectivité qui caractérise nécessairement l'étude des phénomènes naturels, car il est difficile d'oublier que l'impact de l'activité humaine est ultimement le résultat de décisions humaines. À maints égards, les documents qui intéressent le plus directement notre propos ont été publiés dans les domaines de la géologie minière, du génie civil ou de la science des matériaux; ce sont des ouvrages qui décrivent et prescrivent des méthodes pour rendre la géosphère utile à l'homme. Cela dit, les efforts entrepris récemment pour évaluer les conséquences de cette utilisation du milieu naturel émergent en grande partie de la vague « environnementaliste ». Ces études traitent de certains problèmes comme l'érosion des sols ou les pluies acides, des dommages causés aux écosystèmes fragiles ou de la recherche sur les risques de catastrophes naturelles (Legget, 1973; Dasmann, 1976; Environnement Canada, 1983). Beaucoup d'entre elles accordent autant de poids aux questions de gestion, à la sensibilisation du public et à la responsabilité politique qu'aux phénomènes physiques proprement dits (Detwyler, 1971; Mitchell et Sewell, 1981). Il en résulte que les objectifs visés sont différents de ceux auxquels s'intéressent normalement les études géoscientifiques.

Une fois ces enjeux posés, il faut se demander comment, où et dans quelles conditions les activités humaines constituent des agents géologiques naturels, reconnus selon des critères objectifs. Nous pouvons alors tenter de les définir par rapport aux types de processus et aux durées par lesquels les sciences de la Terre décrivent les phénomènes « naturels ». Cet exercice semblerait à première vue relever de ce que certains auteurs ont appelé l'« anthropogéomorphologie » (Fels, 1965; Nir, 1983). En fait, les questions considérées ici seraient plutôt du domaine de l'« anthropo-géologie », puisqu'elles vont bien au-delà des processus géomorphologiques. Avant de s'intéresser aux situations propres au Canada, il conviendrait de circonscrire ce domaine d'étude.

Impacts sur les processus naturels

C'est sur le rythme des processus géologiques que les modifications anthropiques ont les effets les plus étendus et les plus nets, allant jusqu'à modifier les cycles d'érosion naturels. En effet, l'occupation humaine du sol a un impact considérable sur la vigueur et la distribution de l'érosion par le vent, les pluies, les cours d'eau, les vagues, le gel ou les mouvements de masse. Certaines activités humaines, comme la construction de barrages sur les cours d'eau ou d'épis le long des plages, l'agriculture en terrasses et le reboisement, peuvent limiter ou réduire les taux naturels d'érosion. Dans la plupart des cas, cependant, l'activité humaine se traduit plutôt par une augmentation des taux d'érosion (tableau 9-5). Les conséquences les plus répandues sont liées aux modifications du couvert végétal, causées notamment par la déforestation et le brûlage des prairies (Thomas, 1956).

La présence d'un couvert végétal plus mince ou plus épars augmente généralement les risques d'érosion par l'impact de la pluie, par le ruissellement en nappe, par le ravinement, par les crues, par le vent, par les eaux souterraines, par le gel et le dégel. Tous ces mécanismes peuvent jouer dans la majeure partie du sud du Canada (Cailleux et Hamelin, 1969). Sur les versants abrupts, surtout en région montagneuse ou sur les côtes, dans certains dépôts alluviaux sensibles ou sur le pergélisol, la destruction partielle du couvert végétal peut souvent amplifier l'action des mouvements de masse rapides ou de grande ampleur.

Une augmentation de la vitesse ou de l'ampleur de l'érosion se manifeste surtout par une augmentation du transport des sédiments et de la concentration des solides dissous dans les cours d'eau, l'atmosphère et les mers. Une accélération de l'érosion des terres agricoles, des forêts ou des régions urbanisées se traduit par des eaux superficielles plus troubles et davantage chargées de substances chimiques. L'utilisation de l'air, de l'eau et du sol comme dépotoir, ou des cycles naturels comme moyen d'élimination, constitue une intrusion massive dans les cycles d'érosion. C'est ce que nous appelons tous la « pollution ». Finalement, toutes ces substances déversées dans le milieu naturel ou introduites de force dans les cycles naturels s'accumulent et se déposent de la même façon que les sédiments; il suffit de penser à l'envasement des voies navigables, des réservoirs et des régions côtières, ou encore aux retombées des pluies acides, à l'accumulation de sels dans les terres irriguées et de déchets toxiques dans les sols, les eaux souterraines ou les lacs (Fyfe, 1982).

Cycles géologiques artificiels

Les sociétés humaines ont développé des versions contrôlées de chaque élément du cycle géologique. Il existe ainsi un cycle d'érosion anthropique. Il comprend tous les déplacements des matériaux terrestres attribuables à l'exploitation minière, aux carrières, au dragage et à la construction. Dans ce cycle artificiel, la composante « transport » est représentée par les opérations d'excavation et d'expédition des matériaux extraits, et la composante « accumulation », par les structures construites, les terrassements, les remblais et ainsi de suite. Parallèlement, des technologies d'une grande diversité simulent d'autres étapes du cycle des roches; ainsi, des substances qui s'apparentent à des roches sont produites artificiellement, ou des matériaux terrestres prennent de nouvelles formes chimiques et physiques. Beaucoup de procédés industriels ont pour effet de transformer les matières solides rocheuses par fusion ou gazéification. D'autres encore utilisent les principes fondamentaux de la lithification et des processus ignés et métamorphiques naturels.

Les structures de béton, de ciment et de briques d'argile et les fondations stuquées ou jointoyées sont des exemples de lithification artificielle. Les zones bâties et pavées que nous connaissons aujourd'hui représentent en quelque sorte des « faciès sédimentaires » de type anthropogénétique caractéristique et de grande extension. La fusion des minerais et la solidification des produits de fon-

Tableau 9-5. Volumes observés et estimés de matériaux terrestres déplacés ou érodés par suite de l'activité humaine.

MONDE

Principales utilisations du sol, estimations par ordre décroissant (Nir, 1983)

Agriculture	156 800 x 10^6 t/a
Pâturage	50 000 x 10^6 t/a
Matériaux de construction	10 000 x 10^6 t/a
Autres activités minières	5 000 x 10^6 t/a
Déboisement	800 x 10^6 t/a
Routes et chemins de fer	400 x 10^6 t/a
Urbanisation	17 x 10^6 t/a

"Activités anthropogéomorphologiques" totales (Nir, 1983)

172 000 x 10^6 t/a

Apports des cours d'eau aux océans (Judson, 1968; Nir, 1983)

Avant intervention humaine, totale	9 300 x 10^6 t/a
Après intervention humaine, totale	24 000 x 10^6 t/a
Fleuve Mississippi, É.-U.	450 x 10^6 t/a
Hwang Ho, Chine (fleuve Jaune)	1 500 x 10^6 t/a

Émissions globales de particules en suspension dans l'atmosphère (Fenelly, 1976)

Naturelles	20 960 x 10^6 t/a
Anthropiques	269 x 10^6 t/a

Principales productions minérales (1977) (Nir, 1983)

	Production	Résidus
Charbon	2 500 x 10^6	2 500 x 10^6 t/a
Lignite	900 x 10^6	900 x 10^6 t/a
Fer	480 x 10^6	480 x 10^6 t/a
Cuivre	2 x 10^6	400 x 10^6 t/a
Or	1	110 x 10^6 t/a
Bauxite	80 x 10^6	63 x 106 t/a
Total	3 960 x 10^6	4 440 x 10^6 t/a

CANADA

Agriculture : pertes par érosion des sols, selon le type de culture

Type de culture	Perte moyenne par érosion des sols, en t/(ha·a)	Fourchette des pertes moyennes de sol pour des bassins versants choisis, en t/(ha·a)
Sud de l'Ontario : érosion en nappe potentielle (Dickinson and Wall, 1978)		
Cultures horticoles (pommes de terre, tomates, etc.)	9,1	6,6 -12,1
Fèves soja, haricots blancs	7,6	5,5 - 9,8
Maïs en continu	6,7	2,9 - 11,7
Maïs en rotation	3,7	0,9 - 6,9
Tabac	3,5	2,1 - 4,9
Petites céréales	3,4	1,5 - 6,9
Pré en rotation	2,6	0,9 - 5,0
Pâturage permanent	0,4	0,1 - 0,8
Boisés	0,2	0,05- 0,4
Île-du-Prince-Édouard (Coote, 1983)		
Champs de pommes de terre en jachère		
- pente de 7 %	18,7	
- pente de 12 %	19,6	
Champs de pommes de terre cultivés		
- Terrain ondulé	41,1	
- pente de 12 %	10,0	
Zone ravinée	65,0	
(Taux de renouvellement du sol = 3 t/(ha·a)).		
Nouveau-Brunswick (Coote, 1983)		
Champs de pommes de terre	42,0	

Tableau 9-5 (suite)

Nouvelle-Écosse (Coote, 1983)	
Champs de maïs, pente de 9 %	26,0
Québec (près du Lac-Saint-Jean) (Coote, 1983)	
Foin	< 1,0
Jachère (loam), pente de 10 %	> 56,6
Jachère à nu (loam graveleux), pente de 15 %	28,0
Pâturage (loam graveleux), pente de 15 %	60
Provinces des Prairies : terres agricoles soumises à une érosion vigoureuse (surtout éolienne)	
Moyennement vigoureuse	2,5 x 10^6 ha
Moins vigoureuse	3,7 x 10^6 ha
Exploitation minière : estimations des superficies affectées par des carrières et mines à ciel ouvert (Marshall, 1982)	
Tout le Canada (à l'exclusion des Territoires, 1982)	> 120 000 ha
Est du Canada (sites en activité, 1977)	33 072 ha
- Ontario et Québec	30 832 ha
- Ontario	20 916 ha
- à moins de 8 km de centres de population	23 664 ha
Ouest canadien	
- Saskatchewan	10 926 ha
- Alberta	9 090 ha
- Manitoba (dans un rayon de 48 km de Winnipeg)	2 446 ha
Production de déchets nucléaires (Redmond, 1983)	
- déchets à faible radioactivité (total jusqu'à l'an 2000)	1,3 x 10^6 m^3
- résidus des usines de concentration d'uranium	
- total jusqu'en 1977	907 x 10^6 t
- production en 1978	16 145 t/jour
Enfouissement sanitaire (Levings, 1982; Environnement Canada, 1983)	
Canada (1970, estimation)	15,0 x 10^6 t/a
Toronto (1981)	1,7 x 10^6 t
Déblais de dragage (Levings, 1982)	
Canada, eaux côtières marines, 1979	19,6 x 10^6 m^3
Partie canadienne des Grands Lacs, 1975-79	
- en confinement	1,4 x 10^6 m^3/a
- rejetés à l'eau	0,9 x 10^6 m^3/a
Havre de Toronto, digue de Leslie Street	16,0 x 10^6 m^3
Construction d'aéroports (Nir, 1983; Environnement Canada, 1983)	
Canada, territoire total utilisé	98 000 ha
Mirabel	
- superficie totale des terres expropriées	350 ha
- superficie effectivement utilisée	6 900 ha
- volume total des matériaux déplacés	500 000 m^3
DIVERS, NON CANADIEN (Nir, 1983)	
Exploitation minière - É.-U.	
- superficie affectée par les mines à ciel ouvert, 1965	12,5 x 10^6 ha
- nouvelles exploitations, par année	65 000 ha
Canaux - volume initial de matériaux déplacés	
- Panama	675 x 10^6 m^3
- Suez	110 x 10^6 m^3
Autoroutes - É.-U.	
- toutes les autoroutes - matériaux excavés	70 000 x 10^6 m^3
- nouvelles routes en 1972 - volume érodé	12,3 x 10^6 t
- autoroutes à double chaussée - production de sédiments	1200 t/km^2
Urbanisation - É.-U.	
- matériaux érodés sur les sites de construction, Maryland	1 127 t/ha
- taux d'érosion, Washington, D.C.	
- zone rurale	400 t/km^2
- zone urbanisée	55 000 t/km^2

derie sont des « cycles ignés » artificiels, au même titre que la fabrication des verres ou des abrasifs, comme le carbure de silicium et l'oxyde d'aluminium. Les céramiques cuites, les métaux écrouis, les diamants artificiels ou les auréoles de roches transformées qui entourent les sites souterrains d'explosions nucléaires sont des matériaux « métamorphiques » artificiels.

Ces analogies pourraient sembler exagérées, mais il suffit de considérer l'ampleur de la production industrielle et de la diffusion de ces « roches » anthropiques et leur omniprésence autour des populations humaines pour se convaincre du contraire. Si l'on ajoute à cela les déchets et sous-produits des procédés de fabrication de roches artificielles, dont la quantité est souvent plusieurs fois supérieure, la portée de ces processus rejoint ou même dépasse celle des cycles biogéochimiques naturels (Brown, 1970b; Coates, 1973). Il faut aussi nous attarder aux modifications physiques et chimiques que subissent les terres agricoles et autres territoires sous l'effet des engrais artificiels, des biocides, de la compaction par les véhicules, des opérations militaires en temps de guerre, etc., ainsi qu'aux incidences des retombées chimiques et radioactives, des déversements de pétrole et des rejets d'autres substances sur la chimie des lacs et des océans. C'est ainsi que l'homme, par ses activités, a rendu une bonne partie de la surface de la planète plus ou moins artificielle.

Régimes anthropogénétiques

La plupart des études pertinentes traitent soit de l'impact et des problèmes de certaines activités, soit de l'impact des activités sur tel ou tel processus naturel. Les activités humaines prennent le pas sur les processus naturels à mesure qu'elles augmentent en nombre et en intensité. Des milieux et paysages dominés par les conditions naturelles cèdent progressivement la place à un environnement qui reflète de plus en plus l'activité humaine. Les régions soumises à une utilisation ou à une occupation intensive finissent par passer au domaine des régimes humains ou *anthropogénétiques*. Comment ceux-ci se comparent-ils aux régimes naturels? Comment s'en distinguent-ils?

Lorsqu'une forêt est rasée ou qu'un territoire est irrigué, drainé ou cultivé en terrasses, l'effet net sur les processus qui agissent sur la surface terrestre s'apparente à un changement climatique plus ou moins marqué. Pour peu que les effets soient durables, ils jouent un rôle semblable à celui des contrôles *morphogénétiques* naturels, ceux par lesquels les climats et les couverts végétaux dominants ont tendance à produire des ensembles caractéristiques de formes de relief et de taux de changement (Büdel, 1969).

Chaque fois qu'un versant est excavée, que des ouvrages de terre ou des tas de débris sont accumulés, qu'un terrain est pavé, qu'un cours d'eau est canalisé ou qu'une muraille est érigée sur un rivage, il se produit un effet comparable à celui que peut avoir un type de roche donné, un épisode tectonique ou un processus volcanique. Nous parlons ici de contrôles *structuraux*, les forces endogènes et constructives qui agissent sur la surface terrestre. De même que les calcaires, les cônes volcaniques et les failles confèrent des traits caractéristiques aux formes de relief, aux sols ou à la chimie des cours d'eau, les formes de surface construites de main d'homme et leurs matériaux constitutifs impriment leurs traits caractéristiques.

Les activités humaines modifient également la géographie et le rythme du développement géologique, et c'est là qu'apparaissent les écarts les plus marqués par rapport à la nature. Les formes résultant de l'utilisation, de l'occupation et de l'équipement du territoire interagissent avec les conditions naturelles. Il en résulte toutefois un ordre spatial très différent de celui imposé par la géologie, le climat et la végétation naturelle de la région. Si le site des mines, des exploitations forestières et des centrales hydroélectriques est choisi en fonction de la disponibilité des ressources naturelles; les conditions d'exploitation, l'échelle de production et la nature des produits solides, liquides et gazeux qui en sont issus sont subordonnées aux « climats » économiques. En effet, ces industries réagissent aux innovations technologiques et à d'autres phénomènes essentiellement sociaux. Les systèmes organisés de transport des matériaux recoupent des trajectoires et des unités naturelles. Les routes, les pipelines ou les voies de navigation forment des réseaux de transport adaptés aux besoins du peuplement et du commerce. Et que dire de ces vastes entreprises de détournement de grands flux naturels, dont les dérivations de rivières d'un bassin à l'autre constituent un exemple particulièrement remarquable au Canada (Kellerhals et al., 1979).

Les régimes anthropogénétiques affectent également le rythme de l'évolution géologique, c'est-à-dire qu'ils modifient la nature, l'ampleur et la vitesse de divers processus dans une région donnée. Ils rendent la surface plus érodable à un endroit, et moins à un autre. Certaines activités, de l'agriculture à l'exploitation minière, augmentent les apports de sédiments et de minéraux solubles dans les systèmes naturels de transport. Par les effets qu'elles exercent, sur la stabilité des versants par exemple, ces activités altèrent le seuil de déclenchement d'un phénomène donné en modifiant par exemple le volume de précipitations ou la vitesse du vent nécessaires pour déclencher un glissement de terrain ou le déplacement d'une dune.

Par leur action, les régimes anthropogénétiques refaçonnent les milieux géologiques naturels et changent le cours de l'évolution géologique sur une grande partie de la surface terrestre. Ces régimes modifient en outre les grands cycles biogéochimiques qui interagissent avec la surface. Cela s'applique particulièrement aux endroits où est concentrée la majeure partie de la population et des activités humaines.

La situation au Canada

Nous situerons maintenant les considérations qui précèdent dans le contexte canadien, en distinguant certains types dominants d'utilisation des terres, qui correspondent grosso modo aux régimes anthropogénétiques définis ci-dessus et qui nous aideront à élargir la perspective du sujet à l'ensemble du territoire canadien. Ces types d'utilisation sont, par ordre décroissant de superficie, les exploitations forestières, les terres agricoles, les mines et les sites de transformation de la roche, et les milieux bâtis. L'intensité et l'ampleur du contrôle exercé par l'homme sur l'environnement de ces « régimes » sont inversement proportionnelles à la superficie affectée. Un facteur important, qui complique encore les choses, concerne les matériaux remaniés ou artificiels qui sont introduits dans les systèmes de transport naturels; qu'elles soient délibérées ou accidentelles, ces pollutions étendent l'impact des activités humaines bien au-delà de ce que révèle l'examen des modes d'utilisation des terres.

Exploitations forestières

De toutes les activités humaines, la déforestation est peut-être celle qui a l'effet le plus étendu sur les terres fertiles du monde, sans compter qu'elle est le précurseur de la plupart des autres impacts causés par l'activité humaine (Darby, 1965;, Nir, 1983). Au Canada, les territoires les plus densément peuplés et la majeure partie du territoire agricole étaient couverts de forêts avant la colonisation européenne; aujourd'hui encore, à travers tout le pays, des forêts et des boisés sont rasés au profit de l'agriculture, de la construction routière, des couloirs de transport d'énergie, des zones urbanisées et des installations récréatives. À l'échelle locale, le déboisement peut favoriser considérablement l'érosion; au cours des dernières décennies, cependant, cet effet a été compensé par l'abandon, au profit du reboisement, de terres agricoles et de pâturages jugés non rentables. Les effets les plus marqués et les plus étendus géographiquement résultent cependant de l'exploitation des régions forestières. En effet, cette activité, qui est un pilier de l'économie canadienne, produit actuellement des coupes annuelles d'environ 800 000 ha (Weetman, 1983, p. 284).

L'exploitation forestière s'accompagne presque invariablement d'une augmentation marquée du transport des sédiments et des solides dissous (Bailey, 1971; Weetman et Webber, 1972; Swanston et Swanston, 1976; Martin et Pierce, 1980), car la surface du terrain se trouve alors davantage exposée à l'action érosive de la pluie, du vent, du gel-dégel et de la dessication (Honbeck et al., 1970; Goodell, 1972; Harr et al., 1975). L'exploitation forestiere est donc associée non seulement à une augmentation des quantités et des taux de ruissellement, mais aussi et surtout à une érosion concentrée aux endroits où la surface du terrain a été marquée, compactée ou défoncée par les opérations de transport et d'extraction (Steinbrenner et Gessel, 1955).

L'apparition ou l'amplification de certains processus géomorphologiques, notamment les mouvements de masse, par suite de l'exploitation forestière dépendent du contexte biophysique ainsi que des techniques d'exploitation utilisées. Des augmentations considérables de la fréquence des mouvements de masse rapides ont été observées en régions montagneuses (Schwab et Watt, 1981; Evans, 1982). Dans une étude de bassins-versants dans les montagnes côtières du sud de la Colombie-Britannique, O'Loughlin (1972) a constaté que les glissements de terrain étaient au moins quatre fois plus nombreux et les dépôts de glissements deux fois plus abondants sur les terrains soumis à l'exploitation forestières que sur les terrains non exploités (ce chapitre, Carson et Bovis, 1989). Dans un cas extrême, on a dénombré trente fois plus de glissements sur les versants déboisés que sur les versants boisés adjacents, et estimé à 13 500 t/km^2 le volume de débris produits sur les terrains coupés à blanc, contre seulement 280 t/km^2 sur les terrains non déboisés. L'apparition de crues éclairs et de débâcles causées par la rupture de barrages de débris forestiers sur les cours d'eau augmente aussi l'érosion (Toews et Moore, 1982). Avec les mouvements de masse, elles constituent un grave danger potentiel pour les populations humaines (Waltham, 1978, p. 65; Eisbacher et Clague, 1981).

Selon les techniques de halage utilisées, l'impact géomorphologique de l'exploitation forestière peut être très différent (Maini et Carlisle, 1974). Un réseau serré de chemins forestiers, surtout en région montagneuse, aura généralement un effet plus marqué sur l'érosion que la zone déboisée comme telle (Reid et al., 1981; Rice et al., 1979). Il a été démontré que la coupe sélective, qui laisse des zones non coupées entre des sections coupées à blanc, surtout le long des cours d'eau et des routes, diminue considérablement la charge en suspension et en solution des cours d'eau (Cromack et al., 1978; Environmental Associates (P.E.I.) Ltd., rapport remis au conseil exécutif, Charlottetown, Î.P.-É., 1979; Martin et Pierce, 1980; Weetman, 1983). L'industrie continue cependant à invoquer des arguments économiques en faveur de la coupe à blanc; en 1970, une très forte proportion (83%) de l'exploitation forestière au Canada s'effectuait par coupe à blanc (Maini et Carlisle, 1974).

Les effets de l'exploitation forestière sur l'érosion ne se limitent pas à la seule année de l'extraction; ils peuvent se poursuivre durant des années, voire des décennies. À cet égard, les vitesses de régénération sont critiques, et il n'y a pas que le couvert forestier qui entre en ligne de compte; il y a aussi le sol et la litière, l'infiltration et la capacité de rétention d'eau, ainsi que la remise en état des plaques de sol dénudé, des cicatrices profondes et des routes d'accès. Nous commençons tout juste à comprendre le rôle de la composition et de l'écologie forestière; ces facteurs pourraient devenir encore plus déterminants à long terme (Gordon, 1985). Tant que la régénération ne sera pas très avancée, les taux d'érosion et de ruissellement demeureront probablement bien supérieurs à ce qu'ils étaient avant le déboisement. Et ce problème prendra d'autant plus de temps à se résoudre qu'il se fait relativement peu de régénération artificielle et de réhabilitation des zones exploitées (Weetman, 1981). Environ 85% des terrains de coupes forestières au Canada sont abandonnés à l'autorégénération (Maini et Carlisle, 1974), et là-dessus, 17% auraient réellement besoin de soins sylvicoles. Voilà probablement les impacts les plus négatifs.

Les incendies de forêt ont les mêmes impacts négatifs que les coupes à blanc et, dans certains cas, ils sont liés à l'exploitation forestière (Ashworth, 1986, p. 69). Il est évidemment difficile de comparer l'incidence des incendies avant la colonisation européenne, à l'époque où certains feux étaient allumés délibérément (White, 1972), et leur incidence actuelle. Sans doute la survie de l'industrie forestière constitue-t-elle un motif économique suffisant pour dépenser des millions de dollars chaque année afin de prévenir ou de combattre les incendies de forêt. L'accessibilité accrue qu'entraîne l'exploitation forestière facilite la lutte contre les incendies de forêt. Par contre, certains diront que leur prévention peut avoir des conséquences négatives sur le plan écologique.

L'existence de vastes peuplements d'une même espèce du même âge est un autre aspect dont les effets à long terme sont difficiles à circonscrire. Ajoutons à cela l'effet net de la coupe des arbres sur la fertilité des sols forestiers, sur l'incidence des maladies parasitaires et sur les infestations d'insectes nuisibles, et les conséquences de l'utilisation très courante de biocides pour lutter contre ces insectes (Norris, 1981). Il est facile de concevoir que la poursuite des pratiques actuelles conduira à des modifications irréversibles du paysage, comparables à celles que produirait naturellement un changement climatique prononcé.

En terme de superficie, l'exploitation forestière est

l'activité humaine qui a l'impact le plus lourd au Canada. Sur les 9,9 × 10^6 km^2 du territoire canadien, environ 4,4 × 10^6 km^2 sont classés territoires forestiers, dont plus de la moitié sont considérés comme potentiellement productifs. La superficie exploitée chaque année par les principales entreprises forestières est d'environ 800 000 ha. Les incendies de forêt détruisent une superficie équivalente au cours d'une année moyenne, et une superficie comparable est dévastée par les maladies et les infestations. Les opérations de coupe à petite échelle aux fins de la production de bois de chauffage, de l'agriculture, de la construction urbaine et routière et ainsi de suite, entament des superficies dont on ne connait pas la valeur exacte mais qui se comptent probablement en dizaines de milliers d'hectares. En somme, environ 3 ou 4% des forêts matures du Canada et environ 1% de l'ensemble des terres boisées subissent chaque année des modifications superficielles majeures. À ce rythme, la majeure partie des forêts du Canada et quelque 20% du territoire total seront affectés par des modifications de ce genre en l'espace d'environ un siècle; c'est là un impact majeur comparé aux changements généralement observés dans la nature.

Territoires et pratiques agricoles

Environ 7,2% du territoire canadien est classé comme étant cultivable, et quelque 5% est utilisé à cette fin à l'heure actuelle (Coote, 1983). Si cette superficie paraît faible, nul autre type de terrain n'a eu autant d'importance pour l'homme, toutes proportions gardées. Les terres cultivées étaient autrefois couvertes de forêts ou de prairies. Les pratiques agricoles simulent souvent les conditions de surface de climats semi-arides ou à saison sèche, climats auxquels sont associés les taux d'érosion les plus élevés (Langbein et Schumm, 1958). La culture des céréales, des légumineuses et des légumes se fait généralement selon un cycle annuel au cours duquel le sol est laissé à nu durant quelques semaines ou quelques mois. Cette période d'inactivité accroît le potentiel érosif du soulèvement gélival, de la pluie, du ruissellement en nappe, du ruissellement concentré, du ravinement et du vent. Le labour d'automne, parce qu'il expose les crêtes et autres formes de soulèvement gélival et de dessication du sol à toute l'intensité de l'érosion due au dégel et aux précipitations du printemps, augmente considérablement l'épuisement du sol (Anderson et Wenhardt, 1966).

L'une des nombreuses études à avoir été effectuées a constaté que sur des parcelles de maïs en pente douce, près d'Ottawa, en Ontario, l'épuisement du sol était augmenté considérablement par les pratiques agricoles (Ripley et al., 1961). Les trois quarts (75%) des pertes ont été enregistrés durant trois des treize années qu'a duré l'étude. De plus, 46% des pertes totales ont eu lieu en une seule année, principalement lors d'une averse de 60 minutes qui s'est abattue au printemps sur un sol à nu et un sous-sol gelé. Voilà un exemple de la façon dont l'activité humaine peut modifier l'échelle et l'importance des processus naturels, ainsi que le rythme de l'évolution géologique. Des observations similaires, effectuées ailleurs (par exemple, Webber, 1964), montrent comment les cultures, à l'instar des variations climatiques, modifient l'ampleur et la fréquence des processus d'érosion.

Les principaux agents d'érosion sur les terres agricoles sont, comme dans la nature, l'eau et le vent. En général, les pratiques agricoles augmentent le volume et l'intensité du ruissellement, donc la puissance érosive d'un épisode donné de précipitation ou de fonte des neiges. La préparation du sol, surtout le type de labour, est un facteur qui importe tout autant, parfois davantage; lorsque les sillons sont orientés dans le sens de la pente, ils constituent des canaux privilégiés pour les eaux de ruissellement. Dans les sols compactés ou appauvris, l'infiltration de l'eau diminue, de même que la résistance à l'érosion. Une abondante documentation existe à ce sujet (Nir, 1983, chapitre 3; Coote, 1983).

Les parcelles dénudées sont exposées non seulement à l'érosion pluviale, mais aussi à des taux accrus d'évaporation ou de sublimation, donc à la dessication. Les surfaces ainsi asséchées sont particulièrement vulnérables à l'érosion éolienne. Ce problème se pose de façon aiguë sous les climats sub-humides à semi-arides de la partie sud-ouest des Prairies et dans les bassins intérieurs secs de la Cordillère (Anderson, 1975), mais il est également présent dans des régions plus humides qui ne sont généralement pas affectées par l'érosion éolienne, comme certaines localités de l'est du Canada (Fitzsimmons et Nickling, 1982). La période de l'année durant laquelle le sol est dénudé est un facteur important; le laps de temps qui s'écoule entre la fonte des neiges et l'émergence des cultures au printemps est particulièrement critique si du temps venteux, comme c'est souvent le cas à cette période de l'année, se combine à un temps sec. Dans les Prairies, lorsque des sols gelés sont desséchés, ils deviennent beaucoup plus vulnérables à l'érosion éolienne que lorsque le gel n'intervient pas (Anderson et Wenhardt, 1966). Lorsque les champs sont laissés à nu en hiver, sans une couverture de chaume ou de résidus de culture pour y piéger la neige, les risques d'érosion éolienne sont beaucoup plus grands.

En général, bien que le climat demeure le facteur déterminant, les pratiques agricoles influent dans une large mesure sur l'intensité de l'érosion pluviale et éolienne. Parfois, une simple mesure apparemment anodine pourra faire une grande différence. Par exemple, l'épierrement des champs de pommes de terre au Nouveau-Brunswick ayant provoqué une nette augmentation des pertes de sol (Saini et Grant, 1980), on s'est rendu compte qu'il était possible d'éviter ce problème en broyant la roche et en l'étendant à la surface des champs; ainsi broyées, les petites pierres continuaient à protéger le sol contre l'érosion, sans nuire aux opérations agricoles.

Certaines cultures très recherchées pour leur valeur économique, comme le maïs et la fève soja, sont particulièrement exigeantes pour le sol (Dickinson et Wall, 1978). En Ontario, la superficie cultivée en maïs a plus que triplé entre 1961 et 1976, et la superficie cultivée en fèves soja a augmenté presque autant. Ces productions agricoles, outre les contraintes qu'elles exercent sur le sol, favorisent indirectement d'autres formes d'érosion. En effet, l'augmentation de la surface des champs, la baisse du nombre de haies ou de clôtures, le déboisement, l'emploi d'une machinerie lourde à plusieurs rangs et même la vitesse du travail motorisé, sont autant de facteurs qui contribuent à augmenter les risques d'érosion. Des études réalisées dans les régions agricoles les plus productives du Canada, notamment dans les champs de pommes de terre de l'Île-du-Prince-Édouard, dans les zones de culture maraîchère extensive du Holland Marsh en Ontario et dans les champs céréaliers des Prairies, ont mis en évidence de forts taux

d'érosion (Mirza et Irwin, 1964; Alberta Environmental Conservation Authority, 1976; Saini et Grant, 1980). Selon la plupart de ces études, un épuisement total du sol productif pourrait se produire en l'espace de 15 à 30 ans. D'après Coote (1983, p. 231), le taux annuel de formation du sol au Canada varierait entre 0,5 t/ha et un peu plus de 1 t/ha. Pourtant, poursuit-il, des taux annuels d'érosion de 20-25 t/ha sont fréquents sur les terres agricoles affectées par le ravinement.

À en juger par l'abondance de la littérature écrite à ce sujet, il semble que l'érosion des sols agricoles continue à faire l'objet de nombreuses recherches. Après les problèmes d'érosion désastreux et la crise économique des années 30, la question de la conservation des sols est montée très haut dans l'échelle des priorités gouvernementales (Turner, 1955; Anderson, 1975; Warrick et Bowden, 1981). Il convient ici de faire deux observations générales. Premièrement, il ne semble pas exister d'évaluation générale, valable pour tout le pays, de l'érosion des sols associée à l'agriculture. Deuxièmement, un demi-siècle après l'épisode du « Dust Bowl », est apparue une nouvelle vague d'érosion intensive des terres agricoles, et elle se poursuit encore (van Vuurren, 1978; Vontobel, 1980). La principale explication de ce phénomène semble résider dans les monocultures extrêmement mécanisées, à haut rendement, soutenues artificiellement, qui sont désormais au cœur de l'économie agricole. Malheureusement, avec la mécanisation des techniques agricoles, la détérioration et l'épuisement du sol atteignent un stade avancé avant qu'ils ne soient constatés. La plupart des agronomes spécialisés en conservation des sols semblent d'avis que les types de cultures actuelles et les niveaux de productivité pourraient être maintenus sans perte de sol appréciable, pourvu que d'autres pratiques soient adoptées. Beaucoup admettent par ailleurs que les conditions de travail actuelles des agriculteurs sont peu propices aux investissements de temps et d'argent que nécessiterait la mise en place de nouvelles pratiques agricoles. Dans le contexte de l'économie agricole actuelle, les pressions socio-économiques auxquelles font face les agriculteurs, par exemple les taux d'intérêt, les cours du marché et les politiques gouvernementales, font de la conservation du sol une préoccupation tout à fait secondaire, ou même forcent les agriculteurs à sacrifier cet objectif à long terme au profit de la survie économique à court terme (N. E. Stewart et D. Himelman, rapport non publié, ministère de l'Agriculture de l'Île-du-Prince-Édouard, 1975; Ketcheson, 1980).

Exploitation minière et cycle géologique artificiel

Au Canada, les mines constituent un secteur-clé de l'économie et représentent la principale source d'exportation. Durant les dernières décennies, le Canada s'est élevé au nombre des premiers consommateurs per capita de matériaux d'extraction.

D'après les chiffres officiels, les expéditions totales des trente principales matières extraites des mines et des carrières en 1978 se chiffraient à environ 573×10^6 t (Énergie, Mines et Ressources, 1979). De ce total, les huit matières les plus importants représentaient plus de 500×10^6 t. Ces chiffres sont comparables aux débits solides des plus grands cours d'eau du monde, mesurés à leur embouchure. Les expéditions de sables et de graviers canadiens sont presque deux fois plus volumineuses que la charge sédimentaire transportée dans tout le bassin du Mississippi (Milliman et Meade, 1983, p. 2). Les « aires de réception » sont toutefois très différentes dans ce cycle géologique artificiel. L'entraînement dans les puits de mines et les carrières, par exemple, est extrêmement localisé; il en est de même des déplacements, des transformations et du « dépôt » des matériaux extraits. Nous nous proposons ici de retracer les étapes successives de ce cycle géologique artificiel au cours d'une décennie récente, en prenant comme exemple les matériaux extraits en plus grandes quantités, la pierre de taille et les granulats (fig. 9-38).

S'il est vrai que la construction est le principal consommateur de matériaux extraits du sous-sol, il convient de noter que d'autres cycles minéraux comportent souvent une mobilisation *cachée* plus importante. Cette mobilisation se manifeste par les tas de résidus et de mort-terrains déplacés, les haldes et les étangs de résidus, les laitiers et les gangues. Dans le cas de la production du charbon, de l'or et de plusieurs autres minéraux raffinés, ces « résidus » ont souvent des impacts beaucoup plus considérables. Au voisinage d'Elliot Lake en Ontario, par exemple, les mines produisent généralement environ une tonne de résidus de roches pour chaque kilogramme d'uranium produit (Redmond, 1983). En 1981, il a été estimé que quelque 100×10^6 t de résidus avaient été produits et répandus sur quelque 610 ha. On s'attend à ce que cette quantité passe à 10^9 t durant les trois ou quatre prochaines décennies (Redmond, 1983).

Une importante caractéristique des systèmes industrialisés, avec leurs énormes marchés et leurs économies d'échelle, c'est que non seulement les volumes de matériaux déplacés augmentent constamment, mais aussi les minerais exploités ont une teneur de plus en plus faible et proviennent de sources plus vastes et plus éloignées. Il en existe de nombreux exemples partout au Canada.

Une des conséquences de l'exploitation de minerais à faible teneur est l'augmentation des volumes traités par unité de production. Dans le cadre d'une étude sur les minerais de cuivre, par exemple, Lasky (1950) a montré qu'à une diminution arithmétique de la teneur du minerai correspond une progression géométrique des tonnages requis. Ce rapport peut être moins marqué pour d'autres minerais, mais il l'est souvent plus. Le passage de l'exploitation souterraine à l'exploitation à ciel ouvert qui a accompagné cette tendance a encore plus de répercussions. Les mines sont aujourd'hui beaucoup plus grandes, et la redistribution des matériaux a augmenté d'autant.

Dans le cas de matériaux en vrac, on a fortement intérêt à réduire le plus possible les distances de transport. Ainsi, les résidus de l'extraction et de la transformation sont généralement déposés au voisinage immédiat de la mine, entraînant la formation d'un relief anthropique très marqué, comme c'est le cas, par exemple, dans la région de Thetford Mines, dans le sud du Québec. Les sables et graviers, matériaux très volumineux par rapport à leur valeur, mais abondamment utilisés, sont extraits de préférence le plus près possible du lieu où ils sont utilisés. Les sablières et gravières sont donc généralement situées à quelques heures au plus des principales zones de construction. Au début des années 60, Blair (1965) a constaté que la ville de Toronto s'approvisionnait en sable et en gravier à des sources situées à moins de 125 km de la ville, et même

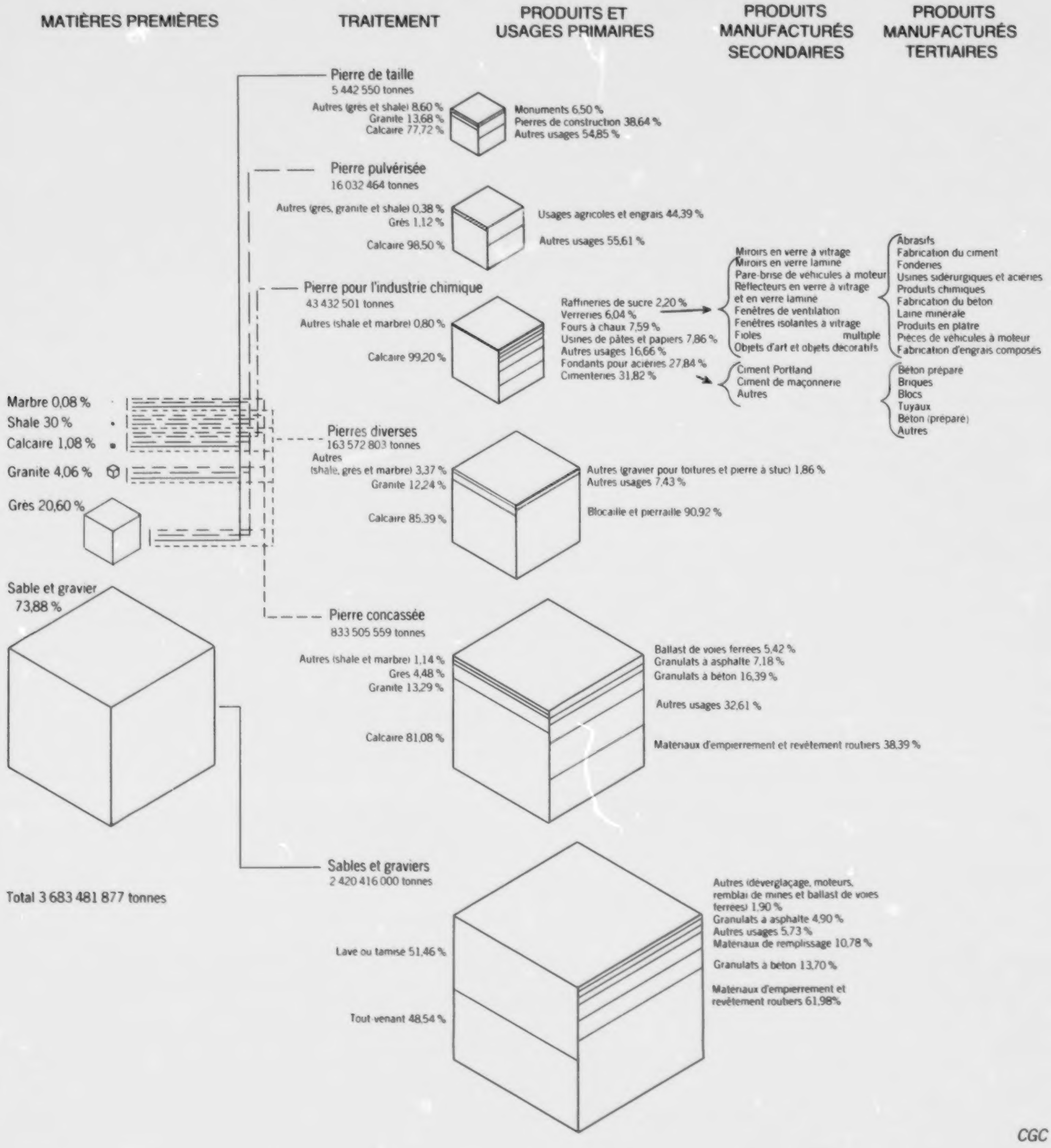


Figure 9-38. Cycle de transformation artificielle des roches, d'après les volumes et les utilisations des pierres et agrégats exploités commercialement au Canada de 1968 à 1979. (Source : Statistique Canada).

dans la majorité des cas, à moins de 80 km; pour Hamilton, le rayon était inférieur à 45 km. La superficie et la concentration des carrières et gravières autour des centres urbains marquent profondément le paysage. En l'absence de véritables mesures de réhabilitation, ces pentes et ces dépressions anthropiques sont soumis à un régime d'érosion qui leur est propre. McClelland (1983) présente une étude détaillée de ces questions et de leurs conséquences du point de vue de la gestion.

Les expéditions canadiennes de sables et graviers ont doublé entre 1965 et 1979. L'Ontario et le Québec en ont accaparé près de la moitié, leurs routes absorbant à elles seules près du tiers de la consommation canadienne (ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources, 1979, p. 387). Ces mouvements impliquent une énorme redistribution de sédiments fluvioglaciaires, essentiellement pléistocènes, déposés par l'Inlandsis laurentidien.

À l'autre extrême, on multiplie les efforts pour trouver et extraire des minéraux de grande valeur marchande dans les régions éloignées, surtout dans le Nord canadien et les zones situées au large des côtes. En 1977, une mine de plomb-zinc devant produire environ 150 000 t/a a été mise en production dans le détroit de Strathcona, dans l'île de Baffin, et une autre encore plus grosse est déjà en exploitation à Arvik, dans la Petite île Cornwallis, dans le district de Franklin (Bliss, 1983). Les effets environnementaux possibles et réels de la recherche et de l'exploitation du pétrole et du gaz dans l'Arctique font la manchette des journaux depuis le milieu des années 70. De façon générale, le Nord canadien est un milieu « sensible » dans lequel toute modification des pentes, de la végétation, des eaux superficielles et surtout du pergélisol est susceptible d'accentuer l'érosion et de causer des dommages superficiels à long terme. Or, il est pratiquement impossible d'extraire des minerais et de construire les réseaux de pipelines, les routes ou les ports nécessaires sans entraîner des conséquences de ce genre. Le long de la côte de la mer de Beaufort en 1978 et en 1980, lors de l'une des plus importantes opérations de dragage des dernières années, $8,8 \times 10^6$ m^3 de matériaux ont été déplacés pour aménager un port dans lequel les navires de forage pourraient passer l'hiver en toute sécurité (Albery, Pullerits, Dickinson and Associates, 1981).

De tels impacts ne sont cependant pas nouveaux dans le contexte canadien. L'exploitation massive des placers aurifères du Yukon à l'époque de la célèbre ruée vers l'or a imprimé à la surface du sol des modifications dont les effets sont encore bien visibles. Gardner (1981, 1986) a décrit les effets de l'extraction des minerais argentifères sur les processus d'érosion dans le district montagneux de Slocan, en Colombie-Britannique de 1890 à 1930. L'utilisation du bois comme matériau de construction, comme bois de soutènement et comme combustible, les incendies de forêts, la construction des routes et des canaux, et le compactage de la neige pour le transport en hiver, ont conduit à une déstabilisation des versants et déclenché une série d'avalanches, d'inondations et de glissements de terrain majeurs.

Le milieu bâti

Ce n'est pas d'aujourd'hui que des travaux de construction occasionnent une redistribution à grande échelle de terre et de roches. Déjà en 1910, le tronçon oriental du chemin de fer Transcontinental (C.N.) a nécessité le déplacement de $44,6 \times 10^6$ m^3 de matériaux constitués de roche pour près des deux tiers (Stevens, 1973, p. 261). La dérivation du canal Welland, bien que plus localisée, a nécessité l'excavation de $49,7 \times 10^6$ m^3 de matériaux (Jackson, 1975, p. 26). Ces chiffres peuvent paraître insignifiants si on les compare au projet d'aménagement hydroélectrique de la baie James, où le seul barrage La Grande N° 2 a exigé $48,2 \times 10^6$ m^3 de terre et de roche. C'est plus que les volumes de matériaux déplacés lors des avalanches de pierres de Hope ou de Frank (tableau 9-2; Voight, 1978). Les ouvrages de cette envergure ne sont réalisés qu'au prix de profondes modifications de l'environnement, qui par leur volume se comparent de plus en plus aux grands bouleversements naturels.

Les conséquences de l'étalement urbain et de la construction des voies de communication reliant les agglomérations sont, dans l'ensemble, plus étendues et plus lourdes. C'est le million de kilomètres de routes canadiennes qui ont absorbé la plus grande quantité de matériaux; leur construction a nécessité le déplacement d'énormes quantités de terre et une transformation à grande échelle de la végétation de surface, du drainage et des pentes (Parizek, 1971). En même temps, le rythme de l'urbanisation, qui dans le sud de l'Ontario a fait passer la consommation par habitant de matériaux de construction à 17 t/a au milieu des années 70, crée une très forte demande de produits du sol; les surfaces pavées, bâties ou autrement défigurées augmentent à une allure vertigineuse. Même si les zones bâties occupent à peine plus de 1% de la superficie terrestre du Canada, elles n'en abritent pas moins de 80% de notre population.

Les lithologies artificielles confèrent aux zones urbaines des formes superficielles distinctes, qui réagissent différemment à l'ensoleillement, au vent et à la pluie. Par exemple, la majeure partie de la surface pavée et bâtie - généralement de 25 à 50% dans les villes canadiennes- est imperméable à l'humidité et conçue pour faciliter un écoulement rapide. Le drainage est canalisé et se fait par des tuyaux dont les longueurs sont généralement beaucoup plus courtes que celles des chenaux naturels.

Les conséquences les plus graves de l'urbanisation s'observent souvent à la périphérie de la zone bâtie, et au-delà. À l'interface entre les zones pavées et les terrains naturels, l'érosion se concentrera généralement sur ces dernières. De même, les impacts des véhicules, dont le potentiel d'érosion est contré sur les surfaces pavées ou autrement protégées artificiellement, s'étendent souvent au-delà de la zone bâtie (Robinson, 1971, chapitre 12). Le pavage et les ouvrages d'évacuation des grosses pluies font augmenter considérablement le volume d'écoulement et les débits de pointe dans les conduites ou cours d'eau avoisinants. La pollution de l'air, qui n'est pas limitée à la ville même, peut endommager ou détruire le couvert végétal; l'exemple de Sudbury est un cas extrême, mais c'est aussi le mieux connu au Canada (Pears, 1976).

Effets de synergie

Un phénomène remarquable des dernières décennies est la coexistence et l'interaction de diverses entreprises ou activités humaines à l'intérieur d'un même espace géographique, qui peut être un bassin de drainage, un rivage, voire un simple versant. Ce phénomène nous est connu surtout

par les conflits d'utilisation des terres où s'affrontent parfois des activités inconciliables, comme l'exploitation forestière, l'exploitation minière, les activités récréatives, la chasse et la conservation de la flore et de la faune. Au Canada, cependant, ce phénomène a une dimension plus significative encore quand on constate que les centres urbains et industriels occupent souvent les meilleurs territoires agricoles (Gertler et Crowley, 1977). C'est donc dire que la croissance des villes se fait aux dépens de la terre nourricière, et les conséquences de cette invasion du milieu urbain sur le milieu rural s'ajoutent aux effets déjà mentionnés de l'urbanisation et de l'agriculture sur l'érosion.

Ces effets combinés sont particulièrement évidents et étendus dans le sud de l'Ontario, où l'urbanisation, la concentration industrielle, l'agriculture à haut rendement et les pressions de l'exurbanisation et des activités récréatives ont produit partout un changement d'utilisation des terres (Maini et Carlisle, 1974; Yeates, 1975). Les conséquences sur l'érosion sont visibles depuis le rivage des Grands Lacs jusqu'aux berges surpeuplées de chalets des petits lacs du Bouclier canadien. Le long des voies de drainage, des milliers de kilomètres de canaux naturels ont été pourvus de tuyaux d'adduction, ornés ou modifiés localement; des centaines de petits barrages et déversoirs ont été érigés, de même que plusieurs douzaines d'ouvrages de dimensions plus imposantes servant à la régularisation des crues et à l'augmentation des débits. Chaque printemps, il se forme à la surface des champs et au bord des routes d'innombrables ravins, zones de délavage et dépôts temporaires. Un grand nombre de gravières et sablières majeures sont situées tout près des grands axes d'expansion et de transport. Une des conséquences de ces modifications, selon Dickinson et Wall (1976), c'est que les cours d'eau transportent maintenant vers les Grands Lacs dix fois plus de sédiments qu'ils n'en transportaient probablement avant la colonisation du pays. Le même phénomène s'observe dans toutes les régions urbanisées, à la grandeur du pays, de Victoria à St. John's, de Winnipeg à Tuktoyaktuk.

Les paysages actuels du Canada, sont pour la plupart le produit de l'interaction de facteurs humains, climatiques et géologiques. Les effets anthropogénétiques accentuent, atténuent ou transforment carrément le rôle des deux autres facteurs. L'érosion éolienne qui est active sous le climat sec du sud de l'Alberta et de la Saskatchewan (Anderson, 1975) et les avalanches qui se produisent sur les versants montagneux ou dans les stations de sport d'hiver, pour amplifiées qu'elles soient par l'action humaine, demeurent essentiellement des processus qui reflètent les conditions naturelles. Ce sont ces mêmes conditions naturelles qui dicteront en dernière analyse le choix des mesures à prendre pour atténuer les effets d'un processus naturel (par ex. pare-avalanches ou plantes résistantes à la sécheresse). Les modifications anthropogénétiques les plus radicales, cependant, ont pour effet d'accroître l'aire de distribution d'un processus naturel donné et de stimuler les processus « azonaux ». À titre d'exemple des effets de processus azonaux, mentionnons les plaques d'érosion éolienne profonde qui parsèment les terres agricoles humides de l'est du Canada (Fitzsimons et Nickling, 1982) ou les badlands qui se sont formés sur des affleurements du Shale de Queenston (Ordovicien) après le déboisement et des tentatives de culture dans le sud de l'Ontario.

Parmi les conséquences que peut avoir sur l'érosion une technologie humaine donnée, certaines sont particulières à un type de milieu, tandis que d'autres sont communes à plusieurs types d'habitats. Les deux cas se présentent dans la construction routière (Parizek, 1971). Il est évident que les problèmes liés à la perturbation du pergélisol et des tourbières sont un phénomène propre aux régions subarctiques et arctiques (Haugen et Brown, 1971; Crawford et Johnston, 1971; Heginbottom, 1973; Radforth et Burwash, 1977). Il en va de même des problèmes de glissements de terrain et d'avalanches dans la Cordillère occidentale (Stetham et Shearer, 1980), ou des sources de panaches de poussière le long des routes qui sillonnent les terres arides de l'Ouest. Par contre, certains effets géomorphologiques de la construction routière se produisent invariablement dans tout le pays, de l'île de Vancouver à Terre-Neuve; la reptation, le ravinement et les décrochements affectant les talus en bordure des routes sont au nombre de ces processus. Un écoulement entravé se manifeste par des zones d'arbres morts noyés, et par des déversements périodiques. Les arbres morts enchevêtrés en bordure des routes traversant les forêts et les talus dénudés des routes sont généralement le lieu d'une action éolienne plus vigoureuse (voir par exemple de Belle, 1971).

Là où la lithologie et le relief sont bien marqués, il est facile d'oublier ou de sous-estimer l'influence humaine. On pourrait penser que les paysages sans arbres ou faiblement boisés du Bouclier canadien méridional sont entièrement l'œuvre de la nature et des glaces du Pléistocène. Pourtant, avant même d'être immortalisés par les œuvres du Groupe des Sept, ces paysages avaient été soumis à toutes sortes de modifications anthropiques: exploitation forestière, brûlage intentionnel, augmentation artificielle de l'incidence des incendies de forêts, exploitation agricole, extraction minière et développement contrôlé de forêts secondaires. La décimation des populations de castors a également eu des effets sensibles sur le drainage. De toute évidence, la végétation actuelle n'est pas la végétation originale. L'absence de sol et la quantité d'affleurements rocheux sans végétation sont aussi attribuables dans une grande mesure à une érosion artificiellement accélérée.

Les modifications du paysage coïncident généralement avec les principales zones d'occupation humaine. Pourtant, dans bien des cas, l'érosion aura les effets les plus spectaculaires et les plus distinctifs, soit à des sites plus fragiles dispersés ici et là, soit dans des zones limitrophes ou écotonales fragiles. Au Canada, les rivages, le pied des montagnes et les limites forestières sont au nombre des écotones naturels où de profondes modifications des paysages ont été constatées. On connaît depuis longtemps les dommages environnementaux causés aux rivages des Grands Lacs et au littoral des océans Atlantique, Pacifique et Arctique par les effets érosifs du dragage, les déversements de déchets et l'enrichissement chimique, entre autres (Environnement Canada, 1976; Thomson, 1981; Levings, 1982). La zone des contreforts des Rocheuses est constamment sous pression, en raison surtout de l'accroissement des risques d'érosion accélérée et d'instabilité des versants (Omara-Ojunga, 1980; Eastern Slopes Publications, 1977). Dans l'état actuel de la recherche, ces écotones, ainsi que d'autres écosystèmes comme les terres humides, les îles, et la toundra arctique et alpine, sont désignés comme étant fragiles, c'est-à-dire qu'ils sont exceptionnellement vulnérables à l'impact des activités et des

technologies humaines. Cette fragilité s'exprime notamment par un changement marqué de l'érosion et des phénomènes géologiques associés. Quelques-unes de ces zones désignées fragiles sont situées dans des régions isolées de l'arrière-pays, dans le Grand Nord et au large des côtes. D'autres, par contre, comme les rivages lacustres et marins, les terres humides et les régions insulaires, sont situées à proximité des centres de population et des lieux qui sont le théâtre d'une activité humaine très importante.

Conclusion

Une évaluation complète des conséquences de l'activité humaine sur le milieu naturel reste à faire; et compte tenu de ce qui a été dit précédemment, cela pourrait constituer un des grands axes de la recherche géoscientifique au cours des prochaines décennies. Il n'y a pas de doute que l'influence humaine continue d'augmenter en intensité et en diversité. Il serait donc utile, en guise de conclusion, d'examiner certains problèmes auxquels les chercheurs seront confrontés.

D'abord, il est difficile de déterminer où l'action humaine produit les effets les plus critiques, tant du point de vue géologique que social. Il ressort de la discussion ci-dessus que les modifications du paysage et les processus d'érosion représentent les impacts les plus visibles et les plus spectaculaires. Pourtant, ces modifications, aussi marquées puissent-elles être localement, ne sont guère plus intenses que celles qui ont pu se produire naturellement au cours du Quaternaire. Elles sont peut-être aussi les plus faciles à étudier et à évaluer. Il en va tout autrement des modifications causées aux milieux biotiques et chimiques, surtout attribuables à la concentration artificielle d'éléments chimiques et à l'introduction de composés rares ou nouveaux; outre les conséquences qu'elles risquent d'entraîner, ces modifications posent aux chercheurs des problèmes très épineux. Du point de vue de la géologie historique, qui considère la Terre dans son évolution, elles se comparent aux modifications les plus profondes que les organismes vivants et leurs habitats aient eu à subir. Les variations des propriétés chimiques de l'atmosphère, des océans ou du régolite, les variations du rayonnement, la transformation substantielle et globale des habitats, les modifications des conditions de survie des organismes et des organismes eux-mêmes, affectent la biosphère dans ce qu'elle a de plus fondamental. Les questions environnementales ont beau soulever des préoccupations depuis plusieurs décennies, ces modifications sont difficiles à intégrer au courant de pensée essentiellement uniformitariste des sciences de la Terre, davantage axé sur l'étude des processus à long terme.

Deuxièmement, il est difficile de se sentir profondément touché par ces questions au Canada, puisque ce dernier est largement perçu comme étant un pays jeune, relativement peu peuplé et en grande partie sauvage. Dans l'esprit de beaucoup de gens, le Canada est un territoire qui abonde en ressources naturelles inexploitées, où la nature a conservé tous ses droits. Malgré l'évidence, il est difficile d'admettre qu'aux endroits où les Canadiens vivent, travaillent et se détendent, et bien au-delà, les modifications du paysage sont dans une grande mesure, et de plus en plus, le résultat de l'action humaine. La faible densité de la population et l'immensité du territoire ont pour contrepartie la mobilité de la population et son haut niveau de vie, qui exigent la mise en œuvre de technologies très avancées et une exploitation massive des ressources naturelles pour produire les matériaux et l'énergie nécessaires.

Nous touchons ici à un problème encore plus épineux, à savoir que notre perception et même notre analyse des effets anthropogénétiques sur la géologie sont indissociables des valeurs, des attentes et des intérêts de la société. Que les falaises peu résistantes en bordure des lacs Érié ou Ontario reculent sous l'effet des tempêtes, du sapement basal, ou des glaces au printemps, voilà qui nous apparaît comme un phénomène parfaitement naturel. Ainsi, nous admettons volontiers que les falaises surplombant la rivière Bow à Calgary ou la rivière Saskatchewan Nord à Edmonton soient des zones géomorphologiquement actives, même en l'absence d'une intervention humaine. Mais, dès que des exploitations agricoles économiquement importantes, des zones récréatives ou des lieux habités arrivent au contact de ces zones, l'érosion prend tout à coup une dimension socio-économique importante. L'évaluation que l'on fait des processus d'érosion naturels et artificiels comporte un examen comparatif des risques et des avantages et fait intervenir cette notion ambiguë qu'est la responsabilité. Plusieurs spécialistes de la question ont tendance à distinguer, parmi les impacts humains, ce qui est délibéré de ce qui est accidentel (Brown, 1970a; Vita-Finzi, 1977). On retiendra seulement que, peu importe le contexte dans lequel s'effectua l'interaction de la société et des processus qui agissent sur la surface terrestre, il est difficile de soustraire l'étude de cette question à l'influence des intérêts et des perceptions.

Enfin, il nous faut chercher des modèles d'action dans ces autres domaines où des travaux considérables ont été faits, souvent dans le but d'améliorer les méthodes d'exploitation et de gestion, et qui ont produit d'excellentes études. Malgré des succès locaux remarquables, dont certains ont permis de renverser des tendances dont on appréhendait les répercussions, il semble qu'apparaissent constamment des problèmes nouveaux et plus nombreux. Cela est particulièrement évident dans le cas de l'agriculture. Soixante années d'investissement dans la recherche sur l'érosion des sols et sur les techniques de conservation des sols n'ont pas réussi à faire échec au problème généralisé de l'épuisement des sols arables. On peut en dire presque autant des exploitations forestières, malgré la mise au point de techniques sylvicoles capables d'atténuer l'érosion. Même chose pour les phénomènes plus dévastateurs, comme les inondations qui, en dépit des milliards de dollars consacrés à la recherche, aux prévisions et à la construction d'ouvrages de régularisation, continuent à causer des dommages croissants en Amérique du Nord et ailleurs dans le monde. Il en est de même des glissements de terrain, de l'érosion littorale et de toutes sortes de polluants atmosphériques et aquatiques. Il est certes justifié de poursuivre les études et de parfaire les concepts dans le domaine de l'anthropogéologie. Mais, pour ce qui est des applications pratiques que l'on peut espérer en tirer, force est d'admettre que l'ampleur des répercussions humaines sur l'environnement planétaire semble dépasser nos connaissances et, par conséquent, les correctifs qu'il nous est possible de recommander.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient M.J. Church (Université de la Colombie-Britannique), J.C. Dionne (Université Laval) et B.R. Pelletier (Commission géologique du Canada) d'avoir lu une version préliminaire de ce chapitre et de leur avoir fait part de leurs commentaires judicieux. Ils ont également reçu des commentaires précieux de la part de J.B. Bird (Université McGill) et de W.H. Matthews (Université de la Colombie-Britannique), qui ont tous deux relu le volume en entier.

Les auteurs remercient Jean Andrey pour sa contribution à la recherche documentaire préalable à la rédaction de la dernière partie du présent chapitre, D. Shrubsole pour la compilation des données présentées au tableau 9-5 et à la figure 9-38, et P. Schaus pour la conception de la figure 9-38. J. Gardner et A.G. McLellan (Université de Waterloo) ont lu des versions préliminaires de la dernière section du présent chapitre et fourni à ce propos des commentaires pertinents.

BIBLIOGRAPHIE

Abouguendia, Z.M.
1981: Athabasca sand dunes in Saskatchewan; Mackenzie River Basin Committee, Mackenzie River Basin Study Report, Supplement 7, 335 p., Appendices A-G.

Alberta Environmental Conservation Authority
1976: Proceedings of the public hearings on erosion of land in northwestern Alberta; Alberta Environmental Conservation Authority, Edmonton, Alberta, 8 volumes.

Albery, Pullerits, Dickson and Associates
1981: Report on dredging 1979-80, McKinley Bay and Tuktoyaktuk Harbour, Beaufort Sea; Report, Canadian Marine Drilling Ltd., Calgary, 25 p.

Algus, M.
1986: The development of coastal bluffs in a permafrost environment, Kivitoo Peninsula, Baffin Island, Canada; unpublished PhD thesis, McGill University, Montreal, 300 p.

Ambrose, J.W.
1964: Exhumed paleoplains of the Precambrian Shield of North America; American Journal of Science, v. 262, p. 817-857.

Andersland, O.B. and Anderson, D.M.
1978: Geotechnical Engineering for Cold Regions; McGraw Hill, New York, 566 p.

Anderson, C.H.
1975: A history of soil erosion by wind in the Palliser Triangle of western Canada; Canada Department of Agriculture, Historical Series 8, Ottawa.

Anderson, C.H. and Wenhardt, A.
1966: Soil erodibility, fall and spring; Canadian Journal of Soil Science, v. 46, p. 255-259.

Anderton, L.J.
1970: Quaternary stratigraphy and geomorphology of the lower Thompson River, British Columbia; unpublished MA thesis, University of British Colulmbia, Vancouver.

Ashley, G.M.
1979: Sedimentology of a tidal lake, Pitt Lake, British Columbia, Canada; in Moraines and Varves, Ch. Schluchter (ed.); A.S. Balkima, Rotterdam, p. 327- 345.

Ashworth, W.
1986: The Late Great Lakes: An Environment History; Collins, Toronto, 274 p.

Atmospheric Environment Service
1987: Climatic Atlas Climatique - Canada; Canada Department of the Environment, Atmospheric Environment Service, Canadian Climate Program, Map Series 1 - Temperatures and Degree Days, and Map Series 2 - Precipitation.

Bailey, R.G.
1973: Forest land use implications; in Environmental Geomorphology and Landscape Conservation, Volume III: Non-urban regions, D.R. Coates (ed.), p. 388-413; Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, Pa., Benchmark Papers in Geology, v. 8, 483 p.

Barnett, D.M., Edlund, S.A., and Dredge, L.A.
1977: Terrain characterization and evaluation: an example from eastern Melville Island; Geological Survey of Canada, Paper 76-23, 18 p.

Beaty, C.B.
1975: Coulee alignment and the wind in southern Alberta, Canada; Geological Society of America, Bulletin, v. 86, p. 119-128.

Bee, J.W. and Hall, E.R.
1956: Mammals of northern Alaska; University of Kanasa, Museum of Natural History, Miscellaneous Publication, v. 8, p. 1-309.

Beven, K. and Germann, P.
1982: Macropores and water flow in soils; Water Resources Research, v. 18, p. 1311-1325.

Bethlamy, N.
1974: More streamflow after a bark beetle epidemic; Journal of Hydrology, v. 23, p. 185-189.

Bird, J.B.
1967: The Physiography of Arctic Canada (With Special Reference to the Area South of Parry Channel); Johns Hopkins Press, Baltimore, 336 p.
1980: The Natural Landscapes of Canada: A Study in Regional Earth Science; John Wiley and Sons Canada Ltd., Toronto, 2nd edition, 260 p.

Blair, A.M.
1965: Surface extraction of non-metallic minerals in Ontario southwest of the Frontenac Axis; unpublished PhD thesis, University of Illinois, Urbana, 270 p.

Bliss, L.C.
1983: Modern human impact in the Arctic; in Man's Impact on Vegetation, M.J.A. Werger and I. Ikushima (ed.); W. Junk, The Hague, p. 213-225.

Bliss, L.C. and Wein, R.W.
1971: Changes to the active layer caused by surface disturbance; in Proceedings of a Seminar on the Permafrost Active Layer, 4 and 5 May 1971; National Research Council of Canada, Associate Committee on Geotechnical Research, Technical Memorandum 103, p. 37-47.

Bos, G.
1967: Range types and their utilization by muskox on Nunivak Island, Alaska, reconnaissance study; unpublished MSc thesis, University of Alberta, Edmonton, 124 p.

Bostock, H.S.
1967: Physiographic Regions of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1245A.

Bouchard, M.A.
1974: Géologie des dépôts meubles de l'île Herschel, Territoire du Yukon; thèse de Maîtrise non-publiée, Université de Montréal, Montréal, 125 p.

Bovis, M.J.
1982: Uphill-facing (antislope) scarps in the Coast Mountains, southwest British Columbia; Geological Society of America, Bulletin, v. 93, p. 804-812.
1985: Earthflows in the Interior Plateau, southwest British Columbia; Canadian Geotechnical Journal, v. 22, p. 313-334.

Bowman, I.
1911: Forest Physiography; Wiley, New York, 759 p.

Brink, V.C.
1967: Needle ice and seedling establishment in southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 47, p. 135-139.

Brook, G.A. and Ford, D.C.
1978: The origin of labyrinth and tower karst and the climatic conditions necessary for their development; Nature, v. 275, no. 5680, p. 493-496.

Brown, E.H.
1970a: Man shapes the earth; Geographical Journal, v. 136, p. 74-84.

Brown, H.
1970b: Human materials production as a process in the biosphere; Scientific American, v. 223, p. 195-208.

Brown, R.J.E.
1967: Permafrost in Canada; Geological Survey of Canada, Map 1246A; National Research Council of Canada, Publication 9769.
1973: Permafrost distribution and relation to environmental factors in the Hudson Bay Lowland; in Proceedings: Symposium on the physical environment of the Hudson Bay Lowlands; University of Guelph, March 30-31, 1973, University of Guelph, Guelph, Ontario, p. 35-68.

Bryan, R.B. and Price, A.G.
1980: Recession of the Scarborough Bluffs, Ontario, Canada; in Coasts Under Stress, A.R. Orme, D.B. Prior, N.P. Psuty, and H.J. Walker (ed.); Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, v. 34, p. 48-62.

Bryan, R.B., Yair, A., and Hodges, W.K.
1978: Factors affecting the initiation of runoff and piping in Dinosaur Provincial Park badlands, Alberta, Canada; in Field Instrumentation and Geomorphological Problems, O. Slaymaker, A. Rapp, and T. Dunne (ed.); Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, v. 29, p. 151-168.

Bryson, R.A. and Hare, F.K. (editors)
1974: Climates of North America, World Survey of Climatology, Volume II; Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, 420 p.

Büdel, J.
1969: Das system der klima-genetischen geomorphologie; Erdkunde, v. 23, p. 165-182.

Burn, C.R., Michel, F., and Smith, M.W.
1986: Stratigraphic, isotopic and mineralogical evidence for an early Holocene thaw unconformity at Mayo, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 794-803.

Butler, J.D.
1979: Air Pollution Chemistry; Academic Press, New York, 408 p.

Cailleux, A.
1972: Les formes et les dépôts nivéo-éoliens actuels en Antarctique et au Nouveau-Québec; Cahiers de Géographie du Québec, v. 16, p. 377-409.

Cailleux, A. et Hamelin, L.E.
1969: Poste de la Baleine (Nouveau-Québec): exemple de géomorphologie complexe; Revue de Géomorphologie dynamique, vol. 3, p. 129-150.

Campbell, I.A.
1975: Stream discharge, suspended sediment and erosion rates in the Red Deer River basin, Alberta; International Association of Scientific Hydrology, Special Publication 122, p. 244-259.
1982: Surface morphology and rates of change during a ten-year period in the Alberta badlands; in Badland Geomorphology and Piping, R.B. Bryan and A. Yair (ed.); Geo Books (Geo Abstracts Ltd.), Norwich, England, p. 221-237.

Carlson, L.E., Ellwood, J.R., Nixon, J.F., and Slusarchuk, W.A.
1982: Field test results of operating a chilled buried pipeline in unfrozen ground; in Proceedings, Fourth Canadian Permafrost Conference, H.M. French (ed.); National Research Council of Canada, Ottawa, NRCC 20124, p. 475-480.

Carson, M.A.
1975: Threshold and characteristic angles of straight slopes; 4th Guelph Symposium on Geomorphology, University of Guelph, Guelph, Ontario, p. 19-33.
1977a: Angles of response, angles of shearing resistance and angles of straight talus slopes; Earth Surface Process, v. 2, p. 363-380.
1977b: On the retrogression of landslides in sensitive muddy sediments; Canadian Geotechnical Journal, v. 14, p. 582-602.
1979: Le glissement de Rigaud de 3 mai 1978: une interprétation du mode de rupture d'après la morphologie de la cicatrice; Géographie physique et Quaternaire, vol. 33, p. 63-92.
1981: Influence of porefluid salinity on instability of sensitive marine clays: a new approach to an old problem; Earth Surface Processes and Landforms, v. 6, p. 499-516.

Carson, M.A. and Bovis, M.J.
1989: Slope processes; in Chapter 9 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Carson, M.A. and MacLean, P.A.
1986: Development of hybrid aeolian dunes: the William River dunefield, northwest Saskatchewan, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1974-1990.

Carter, L.D., Heginbottom, J.A., and Woo, M-k.
1987: Arctic Lowlands; Chapter 14 in Geomorphic Systems of North America, W.L. Graf (ed.); Geological Society of America, Centennial Special Volume 2, p. 583-628.

Catto, N.R.
1983: Loess in the Cypress Hills, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1159-1167.

Chambers, M.J.C.
1966: Investigations of patterned ground at Signy Island, South Orkney Islands: II. Temperature regimes in the active layer; British Antarctic Survey, Bulletin, v. 10, p. 7-83.

Cheng Guodong
1983: The mechanism of repeated segregation for the formation of thick layered ground ice; Cold Regions, Science and Technology, v. 8, p. 57-66.

Christiansen, E.A.
1959: Glacial geology of the Swift Current area, Saskatchewan; Saskatchewan Department of Mineral Resources, Report 32, 62 p.
1967: Collapse structures near Saskatoon, Saskatchewan, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 757-767.
1971: Geology of the Crater Lake collapse structure in southeastern Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1505-1513.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Church, M.
1972: Baffin Island sandurs: a study of arctic fluvial processes; Geological Survey of Canada, Bulletin 216, 208 p.
1980: Records of recent geomorphological events; in Timescales in Geomorphology, R.A. Cullingford, D.A. Davidson, and J. Lewis (ed.); Wiley and Sons, Chichester, p. 13-29.
1983a: Pattern of instability in a wandering gravel bed channel; International Association of Sedimentologists, Special Publication, v. 6, p. 169-180.
1983b: The importance of geomorphology in hydraulic engineering; Paper presented to the 6th Canadian Hydrotechnical Conference, June 2 and 3, Ottawa, Canadian Society for Civil Engineering, Hydrotechnical Division, p. 1039-1058.

Church, M. and Gilbert, R.
1975: Proglacial fluvial and lacustrine environments; in Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation, A.V. Jopling and B.C. McDonald, (ed.); Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23, p. 22-100.

Church, M. and Ryder, J.M.
1972: Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation; Geological Society of America, Bulletin, v. 83, p. 3059-3072.

Church, M., Stock, R.F., and Ryder, J.M.
1979: Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, N.W.T., Canada; Debris slope accumulations; Arctic and Alpine Research, v. 11, p. 371-402.

Clague, J.J.
1979: The Denali Fault System in southwest Yukon Territory — a geologic hazard?; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 169- 178.
1981: Landslides in the south end of Kluane Lake, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 959-971.
1989: Economic implications of Quaternary geology in the Cordillera; in Chapter 1 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Clague, J.J. and Rampton, V.N.
1982: Neoglacial Lake Alsek; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 94-117.

Clague, J.J. and Souther, J.G.
1982: The Dusty Creek landslide on Mount Cayley, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 524-539.

Clague, J.J., Evans, S.G., and Blown, J.G.
1985: A debris flow triggered by the breaching of a moraine-dammed lake, Klattasine Creek, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1492-1502.

Clark, T.H. and Elson, J.A.
1961: Ventifacts and eolian sand at Charette, P.Q.; Royal Society of Canada, Transactions, v. 55, Series 3, p. 1-11.

Clayton, J.S. Erlich, W.A., Cann, D.B., Day, J.H., and Marshall, I.B.
1977: Soils of Canada; Canada Department of Agriculture, Ottawa, Publication 1544, 2 volumes and map.

Coakley, J.P. and Rust, B.R.
1968: Sedimentation in an arctic lake; Journal of Sedimentary Petrology, v. 38, p. 1290-1300.

Coates, D.R. (editor)
1973: Environmental Geomorphology and Landscape Conservation, Volume III, Non-urban regions; Dowden, Hutchinson and Ross Inc., Stroudsburg, Pa., Benchmark Papers in Geology, v. 8, 483 p.

Cogley, J.G.
1972: Processes of solution in an arctic limestone terrain; in Polar Geomorphology, R.J. Price and D.E. Sugden (ed.); Institute of British Geographers, Special Publication 4, p. 201-211.

Cogley, J.G. and McCann, S.B.
1976: An exceptional storm and its effects in the Canadian High Arctic; Arctic and Alpine Research, v. 8, p. 105-110.

Cohen, S.J.
1986: Climatic change, population growth and their effects on Great Lakes water supplies; Professional Geographer, v. 38, p. 317-323.

Coker, W.B. and Shilts, W.W.
1979: Lacustrine geochemistry around the north shore of Lake Superior: implications for evaluation of the effects of acid prepicipitation; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 79-1C, p. 1-15.

Cooke, F.A. and Raiche, V.G.
1962: Freeze-thaw cycles at Resolute, N.W.T.; Geographical Bulletin, v. 18, p. 64-78.

Coote, D.R.
1983: Stresses on land under intensive agricultural use; in Stress on Land in Canada; Canada Department of the Environment, Policy Research and Development Branch, Ottawa, p. 228-257.

Cormack, K., Jr., Swanson, F.R., and Grier, C.C.
1978: A comparison of harvesting methods and their impact on soils and environment in the Pacific Northwest; in Forest Soils and Land Use, Proceedings, 5th North American Forest Soils Conference, C.T. Young (ed.); U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C., p. 449-476.

Corté, A.E.
1966: Particle sorting by repeated freezing and thawing; Biuletyn Peryglacijalny, v. 15, p. 175-240.

Crawford, C.B.
1968: Quick clays of eastern Canada; Engineering Geology, v. 2, p. 239-265.

Crawford, C.B. and Johnston, G.H.
1971: Construction on permafrost; Canadian Geotechnical Journal, v. 8, p. 236-251.

Cruden, D.M.
1976: Major rock slides in the Rockies; Canadian Geotechnical Journal, v. 13, p. 8-20.
1982: The Brazeau Lake slide, Jasper National Park, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 975-981.
1985: Rock slope movements in the Canadian Cordillera; Canadian Geotechnical Journal, v. 22, p. 528-540.

Darby, H.C.
1956: The clearing of the woodland in Europe; in Man's Role in Changing the Face of the Earth, W.H. Thomas (ed.); University of Chicago Press, Chicago, p. 183-216.

Dasmann, R.F.
1976: Environmental Conservation; Wiley, New York, 4th edition, 427 p.

Darwin, C.R.
1881: The formation of vegetable mould through the action of worms with observations on their habits; published in 1945 as Darwin and the Earthworms, Faber, London.

David, P.P.
1970: Discovery of Mazama ash in Saskatchewan, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 1579-1583.
1971: The Brookdale road section and its significance in the chronological studies of dune activities in the Brandon Sand Hills of Manitoba; Geological Association of Canada, Special Paper No. 9, p. 293-299.
1972: Great Sand Hills, Saskatchewan; in Quaternary geology and geomorphology between Winnipeg and the Rocky Mountains, N.W. Rutter and E.A. Christiansen (ed.); 24th International Geological Congress, Montréal, Guidebook, Excursion C-22 p. 36-50.*
1977: Sand dune occurrences in Canada; Canada Department of Indian and Northern Affairs, National Parks Branch, Contract 74-230, Report, 183 p.
1979: Sand dunes in Canada; Geos, Ottawa, Spring issue, p. 12-14.
1981a: The aeolian environment; in Athabasca Sand Dunes in Saskatchewan, Z.M. Abouguendia (ed.), p. B19-B56; Mackenzie River Basin Study Report, Supplement 7, 335 p., Appendices A-G.
1981b: Stabilized dune ridges in northern Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 286-310.
1982: Late Pleistocene and Holocene climatic changes based on the eolian stratigraphic record of the Canadian Prairies: an update (abstract); in Program with Abstracts; Geological Association of Canada, Annual Meeting, Winnipeg, Manitoba, v. 7, p. 44.

Davies, K.F.
1975: Mackenzie River input to the Beaufort Sea; Victoria, B.C.: Canada Department of the Environment, Beaufort Sea Technical Report No. 15, 72 p.

Davies, T.R.H.
1982: Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization; Rock Mechanics, v. 15, p. 9-24.

Day, T.J.
1989: River processes; in Chapter 9 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

deBelle, G.
1971: Roadside erosion and resource implications in Prince Edward Island; Canada Department of Energy, Mines and Resources, Policy Research and Coordination Branch, Ottawa, 25 p.

de Jong, E., Begg, C.B.M., and Kachanoski, R.G.
1983: Estimates of soil erosion and deposition for some Saskatchewan soils; Canadian Journal of Soil Science, v. 63, p. 607-617.

Dence, M.R., Innes, M.J.S., and Robertson, P.B.
1968: Recent geological and geophysical studies of Canadian craters; in Shock Metamorphism of Natural Materials, B.M. French and N.M. Short (ed.); Mono Book Corporation, Baltimore, Maryland, p. 339-362.

Desjardins, R.
1980: Tremblements de terre et glissements de terrain: corrélation entre des datations au ^{14}C et des données historiques à Shawinigan, Québec; Géographie physique et Quaternaire, vol. 34, p. 359-362.

Desloges, J. and Gardner, J.
1981: Recent chronology of an alpine alluvial fan in southwestern Alberta; Albertan Geographer, no. 17, p. 1-18.

Detwyler, T.R.
1971: Man's Impact on Environment; McGraw-Hill, New York, 414 p.

deVries, J. and Chow, T.L.
1978: Hydrologic behaviour of a forested mountain soil in coastal British Columbia; Water Resources Research, v. 14, p. 935-942.

Dickinson, W.T. and Wall, G.J.
1976: Temporal patterns of erosion and fluvial sedimentation in the Great Lakes Basin; Geoscience Canada, v. 3, p. 158-163.
1978: Soil erosion by water nature and extent; Notes on Agriculture, v. 14, p. 4-7.

Dionne, J-C.
1974: Cryosols avec triage sur rivage et fond de lacs, Québec central subarctique; La Revue de Géographie de Montréal, vol. 28, p. 323-342.
1978a: Formes et phénomènes périglaciaires en Jamésie, Québec subarctique; Géographie physique et Quaternaire, vol. 32, p. 187-247.
1978b: Dunes et dépôts éoliens en Jamésie et Hudsonie, Québec subarctique, Québec; Environnement Canada, Rapport d'information, 36 p.
1983: Frost-heaved bedrock features: a valuable permafrost indicator; Géographie physique et Quaternaire, v. 37, p. 241-251.
1985: Tidal marsh erosion by geese, St. Lawrence Estuary, Québec; Géographie physique et Quaternaire, v. 39, p. 99-105.

Dionne, J-C. and Laverdière, C.
1972: Ice-formed beach features from Lake St. Jean, Quebec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 979-990.

Dumanski, J., Pawluk, S., Vucetich, C.G., and Lindsay, J.D.
1980: Pedogenesis and tephrochronolgoy of loess derived soils, Hinton, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 52-59.

Drake, J.J. and Ford, D.C.
1981: Karst solution: a global model for groundwater solute concentrations; Japanese Geomorphological Union, Transactions, v. 2, p. 223-230.

Dyke, A.S.
1976: Tors and associated weathering phenomena, Somerset Island, District of Franklin; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 76-1B, p. 209-216.
1981: Late Holocene solifluction rates and radiocarbon soil ages, central Canadian Arctic; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 81- C, p. 17-22.
1983: Quaternary geology of Somerset Island, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Memoir 403, 32 p.

Dyke, A.S. and Zoltai, S.C.
1980: Radiocarbon-dated mudboils, central Canadian Arctic; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 271-275.

Dyke, L.D.
1984: Frost heave of bedrock in permafrost regions; Association of Engineering Geologists, Bulletin, v. 21, p. 389-405.
1986: Frost heaving of bedrock; in Focus: Permafrost Geomorphology, H.M. French (ed.); The Canadian Geographer, v. 30, p. 360-362.

Eastern Slopes Publications
1977: A Policy for Resource Management of the Eastern Slopes; Eastern Slopes Publications, Edmonton.

Egginton, P.A.
1979: Mudboil activity, central District of Keewatin; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 349-356.
1985: Moles as agents of erosion in the Ottawa area, Ontario; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 731-733.
1986: Active layer processes; in Focus: Permafrost Geomorphology, H.M. French (ed.); The Canadian Geographer, v. 30, p. 364-365.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Egginton, P.A. and Dyke, L.D.
1982: Density gradients and injection structures in mudboils in central District of Keewatin; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 173-176.

Egginton, P.A. and French, H.M.
1985: Solifluction and related processes, eastern Banks Island, N.W.T.; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1671-1678.

Egginton, P.A. and Shilts, W.W.
1978: Rates of movement associated with mudboils, central District of Keewatin; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 78-1B, p. 203- 206.

Eisbacher, G.H.
1979a: First-order regionalization of landslide types in the Canadian Cordillera; Geoscience Canada, v. 6, p. 69-79.
1979b: Cliff collapse and rock avalanches (sturzstroms) in the Mackenzie Mountains, northwest Canada; Canadian Geotechnical Journal, v. 16, p. 309-334.

Eisbacher, G.H. and Clague, J.J.
1981: Urban landslides in the vicinity of Vancouver, British Columbia, with special reference to the December 1979 rainstorm; Canadian Geotechnical Journal, v. 18, p. 205-216.

Energy, Mines and Resources, Department of
1979: Canadian Minerals Yearbook; Canada Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, 625 p.

Environment, Department of the
1973: Inventory of Canadian freshwater lakes; Inland Waters Directorate, Water Resources Branch, Ottawa, Publication no. 02KX-KL-327-3-8061, 34 p.
1976: Coastal zone atlas: Ontario-Canada, Great Lakes Shore Damage Survey; Ontario Ministry of Natural Resources, Catalogue no. FS 99-10/1975.
1983: Stress on Land in Canada; Policy Research and Development Branch, Ottawa, Publication no. EN-73-2/6E, 323 p.

Evans, S.G.
1982: Landslides and surficial deposits in urban areas of British Columbia: a review; Canadian Geotechnical Journal, v. 19, p. 269-288.
1986: Landslide damming in the Cordillera of western Canada; in Landslide dams: Processes, Risk and Mitigation: Session Proceedings, Geotechnical Division, American Society of Civil Engineers, Meeting, Seattle, Washington, p. 111-130.
1987: A rock avalanche from the peak of Mount Meager, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 929- 934.
1989: Geomorphic response to endogenic processes; in Chapter 9 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological survey of Canada, Geology of Canada, no. 1; also Geological society of America, The Geology of North America, v. K-1)*

Evans, S.G. and Gardner, J.S.
1989: Geological hazards in the Canadian Cordillera; in Chapter 12 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Evans, S.G., Aitken, J.D., Wetmiller, R.J., and Morner, R.B.
1987: A rock avalanche triggered by the October 1985 North Nahanni earthquake, District of Mackenzie, N.W.T.; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 176-184.

Eyles, N., Eyles, E.H., Lau, K., and Clark, B.
1985: Applied sedimentology in an urban environment – the case of Scarborough Bluffs, Ontario; Canada's most intractable erosion problem; Geoscience Canada, v. 12, p. 91-104.

Fairbridge, R.W.
1968: Terracettes, lynchets and 'cattle tracks'; in The Encyclopedia of Geomorphology, R.W. Fairbridge (ed.); Reinhold Book Corporation, New York, p. 13-29.

Fahey, B.D.
1973: An analysis of diurnal freeze thaw and frost heave cycles in the Indian Peaks region of the Colorado Front Range; Arctic and Alpine Research, v. 5, p. 269- 281.

Fels, E.
1965: Nochmals: Anthropogene geomorphologie; Petermanns Geographische Mitteiluagen, v. 109, p. 9-15.

Filion, L.
1984: A relationship between dunes, fire and climate recorded in the Holocene deposits of Quebec, Canada; Nature, v. 309, p. 543-546.

Filion, L. and Morrisset, P.
1983: Eolian landforms along the eastern coast of Hudson Bay, northern Québec; in Tree-line Ecology, P. Morrisset and S. Payette (ed.); Proceedings of the Northern Quebec Tree-line Conference, Centre d'Études Nordiques, Université Laval, Québec.

Fitzsimmons, J.G. and Nickling, W.G.
1982: Wind erosion of agricultural soils in southwestern Ontario; University of Guelph, School of Rural Planning and Development, Publication 108, 40 p.

Ford, D.C.
1971: Characteristics of limestone solution in the Southern Rocky Mountains and Selkirk Mountains, Alberta and British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 585-608.
1983a: Effects of glaciations upon karst aquifers in Canada; Journal of Hydrology, v. 61, p. 149-158.
1983b: Castleguard Cave and karst, Columbia Icefields Area, Rocky Mountains of Canada: a symposium; Arctic and Alpine Research, v. 15, p. 425-554.

French, H.M.
1971: Ice-cored mounds and patterned ground, southern Banks Island, western Canadian Arctic; Geografiska Annaler, v. 53A, p. 32-38.
1974a: Active thermokarst processes, eastern Banks Island, western Canadian Arctic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 785-794.
1974b: Mass-wasting at Sachs Harbour, Banks Island, NWT, Canada; Arctic and Alpine Research, v. 6, p. 71-80.
1975: Man-induced thermokarst, Sachs Harbour airstrip, Banks Island, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 132-144.
1976: The periglacial environment; London and New York:Longmans Group Limited, 308 p.
1981: Periglacial geomorphology and permafrost; Progress in Physical Geography, v. 5, p. 267-273.
1986: Periglacial involutions and mass displacement structures, Banks Island, Canada; Geografiska Annaler, v. 68A, p. 167-174.
1989: Cold climate processes; in Chapter 9 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

French, H.M. and Dutkiewicz, L.
1976: Pingos and pingo-like forms, Banks Island, western Canadian Arctic; Biuletyn Peryglacijalny, v. 26, p. 211-222.

French, H.M. and Harry, D.G.
1983: Ground ice conditions and thaw lake evolution, Sachs River lowlands, Banks Island, Canada; in Mesoformen des reliefs in heirtigen Periglacial raumes, H. Poser, and E. Schunke (ed.); Abhandlunger des Akadamie der Wissenschaften in Gottingen, v. 35, p. 70-81.

French, H.M. and Pollard, W.H.
1986: Ground ice investigations, Klondike District, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 550-560.

French, H.M., Bennett, L., and Hayley, D.W.
1986: Ground ice conditions near Rea Point and on Sabine Peninsula, eastern Melville Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1389-1400.

French, H.M., Harris, S.A., and van Everdingen, R.O.
1983: The Klondike and Dawson City; in Guidebook 3: Permafrost and related features of the Northern Yukon Territory and Mackenzie Delta, Canada, H.M. French and J.A. Heginbottom (ed.); Fourth International Conference on Permafrost and IGU Commission on the Significance of Periglacial Phenomena, Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Fairbanks, Alaska.

French, H.M., Harry, D.G., and Clark, M.J.
1982: Ground ice stratigraphy and Late Quaternary events, south-west Banks Island, Canadian Arctic; in Proceedings, Fourth Canadian Permafrost Conference, H.M. French (ed.); National Research Council of Canada, Ottawa, NRCC 20124, p. 81-90.

Frenette, M. and Larinier, M.
1973: Some results of the sediment regime of the St. Lawrence River; in Fluvial Processes and Sedimentation, Hydrology Symposium No. 9, Department of the Environment, Inland Waters Directorate, Ottawa, p.138-157.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Frey, D.G. (editor)
1963: Limnology in North America; Madison, Wisconsin, University of Wisconsin Press, 734 p.
Fulton, R.J.
1972: Stratigraphy of unconsolidated fill and Quaternary development of North Okanagan Valley; in Bedrock topography of the North Okanagan Valley and stratigraphy of the unconsolidated valley fill, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 72-8, Part B, p. 9-17.
Fyfe, W.S.
1982: Recent sediments: the front line of environmental protection; Geoscience Canada, v. 9, p. 71-73.
Fyles, J.G.
1963: Surficial geology of Victoria and Stefansson Islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Bulletin 101, 38 p.
Galay, V.J.
1970: Some hydraulic characteristics of coarse-bed rivers; unpublished PhD thesis, University of Alberta, Edmonton.
Galay, V.J., Kellerhals, R., and Bray, D.I.
1973: Diversity of river types in Canada; in Fluvial Processes and Sedimentation, Hydrology Symposium No. 9, Inland Waters Directorate, Canada Department of the Environment, Ottawa, p. 217-250.
Gardner, J.S.
1979: The movement of material on debris slopes in the Canadian Rocky Mountains; Zeitschrift für Geomorphologie, v. 23, p. 45-57.
1981: Snow and silver in Slocan, B.C.: resource-hazard thresholds (abstract); American Association of Geographers, Annual Meeting, Los Angeles, Abstracts, p. 82.
1986: Snow as a resource and hazard in early twentieth century mining, Selkirk Mountains, British Columbia; Canadian Geographer, v. 30, p. 217-228.
Gelinas, P.J. and Quigley, R.M.
1973: The influence of geology on erosion rates along the north shore of Lake Erie; Proceedings of the Sixteenth Conference on Great Lakes Research, International Association of Great Lakes Research, p. 421-430.
Gertler, L.O. and Crowley, R.W.
1977: Changing Canadian Cities: The Next Twenty-five Years; McClelland and Stewart, Toronto, 474 p.
Gilbert, R.E.
1972: Observations on sedimentation at Lillooet Delta, British Columbia; in Mountain Geomorphology: Geomorphological Processes in the Canadian Cordillera, B.C., H.O. Slaymaker and H.J. McPherson (ed.); Tantalus Research Ltd., Vancouver, B.C. Geographical Series No. 14.
1973: Observations of lacustrine sedimentation at Lillooet Lake, British Columbia; unpublished PhD thesis, University of British Columbia, Vancouver, 193 p.
Gilbert, R. and Shaw, J.
1981: Sedimentation in proglacial Sunwapta Lake, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 81-93.
Gold, L.W.
1985: The ice factor in frozen ground; in Field and Theory: Lectures in Geocryology, M. Church and O. Slaymaker (ed.); University of British Columbia Press, Vancouver, p. 74-95.
Goodell, B.C.
1972: Water quantity and flow regime — influences of land use, especially forestry; in Mountain Geomorphology: Geomorphological Processes in the Canadian Cordillera, H.O. Slaymaker and H.J. McPherson (ed.); Tantalus Research Ltd., Vancouver, B.C. Geographical Series No. 14, p. 197-206.
Goodrich, L.
1982: The influence of snow cover on the ground thermal regime; Canadian Geotechnical Journal, v. 19, p. 421-432.
Gordon, A.G.
1985: Budworm! What about the Forest?; in Society of American Foresters, Spruce-Fir Management and Spruce Budworm Region IV; Technical Conference, Ontario Ministry of Natural Resources, Toronto, p. 3-29.
Green, R.D. and Askew, G.P.
1965: Observations on the biological development of macropores in soils of Romney Marsh; Journal of Soil Science, v. 16, p. 342.
Hare, F.K.
1980: Introduction: Canada at large; in The Natural Landscapes of Canada: A Study in Regional Earth Science, by J.B. Bird; 2nd edition, John Wiley and Sons Canada Ltd., Toronto, 260 p.
Hare, F.K. and Thomas, M.K.
1979: Climate Canada; 2nd edition, John Wiley and Sons, Toronto, 230 p.
Harr, R.D., Harper, W.C., Krygier, J.T., and Hseil, F.S.
1975: Changes in storm hydrographs after roadbuilding and clear-cutting in the Oregon Coast Range; Water Resources Research, v. 11, p. 436-444.
Harry, D.G. and French, H.M.
1983: The orientation of thaw lakes, southwest Banks Island, Arctic Canada; Proceedings, Fourth International Conference on Permafrost, National Academy Press, Washington, D.C., p. 456-461.
Harry, D.G., French, H.M., and Clark, M.J.
1983: Coastal conditions and processes, Sachs Harbour, southwest Banks Island, western Canadian Arctic; Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement 47, p. 1-26.
Harry, D.G., French, H.M., and Pollard, W.H.
1985: Ice wedges and permafrost conditions near King Point, Beaufort Sea coast, Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 111-116.
Haug, M.D., Sauer, E.K., and Fredlund, D.G.
1977: Retrogressive slope failures at Beaver Creek, south of Saskatchewan, Canada; Canadian Geotechnical Journal, v. 14, p. 288-301.
Haugen, R.K. and Brown, J.
1971: Natural and man-induced disturbances of permafrost terrain; in Environmental Geomorphology, D.R. Coates (ed.); State University of New York, Binghampton, N.Y., p. 139-149.
Hayley, D.W.
1982: Application of heat pipes to design of shallow foundations on permafrost; Proceedings, Fourth Canadian Permafrost Conference, H.M. French (ed.); National Research Council of Canada, Ottawa, NRCC 20124, p. 535-544.
Heede, B.H.
1975: Mountain watersheds and dynamic equilibrium; Watershed Management Symposium, ASCE Irrigation and Drainage Division, Logan, Utah, p. 407-420.
Heginbottom, J.A.
1973: Effects of surface disturbance upon permafrost: Environmental-Social Program, Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development, Report 73-16, 29 p.
1984: The bursting of a snow dam, Tingmisut Lake, Northwest Territories; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 187-192.
Heginbottom, J.A. and Vincent, J-S. (editors)
1986: Correlation of Quaternary deposits and events around the margin of the Beaufort Sea: contributions from a joint Canadian-American workshop, April 1984; Geological Survey of Canada, Open File 1237, 125 p.
Hermesh, R.
1972: A study of the ecology of the Athabasca sand dunes with emphasis on the phytogenic aspects of dune formation; unpublished MA thesis, University of Saskatchewan, Saskatoon, 158 p.
Hewitt, K.
1989: Human society as a geological agent; in Chapter 9 of Quaternary Geology of Canada and Greenland; R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Hiratsuka, H.F., Cerezke, J., Petty, J., and Still, J.N.
1981: Forest insect and disease conditions in Alberta, Saskatchewan, Manitoba, and the Northwest Territories in 1980 and predictions for 1981; Northern Forest Research Centre, Canadian Forestry Service, Information Report NOR-X-231, 13 p.
Hodgson, D.A.
1982: Surficial materials and geomorphological processes, western Sverdrup and adjacent islands, District of Franklin; Geological Survey of Canada, Paper 81-9, 43 p.
Hodgson, E.A.
1927: The marine clays of Eastern Canada and their relationship to earthquake hazards; Royal Astronomical Society of Canada, Journal, v. 21, p. 257-264.
1946: The British Columbia earthquake, June 23, 1946; Royal Astronomical Society of Canada, Journal, v. 40, p. 285-319.
1950: The Saint Lawrence Earthquake March 1, 1925; Dominion Observatory, Publications, v. 7, no. 10.
Holland, S.S.
1964: Landforms of British Columbia, a physiographic outline; B.C. Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 48, 138 p., map.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Hollingshead, A.B.
1968: Measurements of the bedload discharge of the Elbow River; unpublished MSc thesis, University of Alberta, Edmonton.
Holsworth, W.N.
1980: Interaction between moose, elk and buffalo in Elk Island National Park, Alberta; unpublished MSc thesis, University of British Colulmbia, Vancouver, 92 p.
Hornbeck, J.W. , Pierce, R.S., and Federer, C.A.
1970: Streamflow changes after forest clearance in New England; Water Resources Research, v. 6, p. 1124-1132.
Hsu, K.J.
1975: Catastrophic debris streams (sturzstroms) generated by rockfalls; Geological Society of America, Bulletin, v. 867, p. 129-140.
Hudson, H.R.
1983: Hydrology and sediment transport in the Elbow River Basin, S.W. Alberta; unpublished PhD thesis, University of Alberta, Edmonton.
Hughes, O.L.
1969: Distribution of open system pingos in central Yukon Territory with respect to glacial limits; Geological Survey of Canada, Paper 69-34, 8 p.
Hughes, O.L., Rampton, V.N., and Rutter, N.W.
1972: Quaternary geology and geomorphology, southern and central Yukon; 24th International Geological Congress, Montréal, Guidebook A-11, 59 p.*
Hungr, O., Morgan, G.C., and Kellerhals, R.
1984: Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures; Canadian Geotechnical Journal, v. 21, p. 663-677.
Hydrological Atlas of Canada
1978: Inland Waters Directorate, Canada Department of Fisheries and Environment, Ottawa.
Inland Waters Directorate
1977: Surface water quality in Canada — an overview; Canada Department of Fisheries and Department of the Environment, Inland Waters Directorate, Water Quality Branch, v. 1, 45 p.
Jackson, J.N.
1975: Welland and the Welland Canal: The Canal By-pass Project; Mika Publishing, Belleville, Ontario, 214 p.
Jackson, L.E., Jr.
1979: A catastrophic glacial outburst flood (j?4kulhlaup) mechanisms for debris flow generation at the Spiral Tunnels, Kicking Horse River basin, British Columbia; Canadian Geotechnical Journal, v. 16, p. 806-813.
Jackson, L.E., Jr. (co-ordinator)
1989: The influence of the Quaternary geology of Canada on man's environment; Chapter 12 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Jackson, L.E., Jr., MacDonald, G.M., and Wilson, M.C.
1982: Paraglacial origin for terraced river sediments in Bow Valley, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2219-2231.
Jahn, A.
1976: Contemporaneous geomorphological processes in Longyeardalen, Vestspitsburgen (Svalbard); Biuletyn Peryglacijalny, v. 26, p. 253-268.
Jones, D.P., Ricker, K.E., Desloges, J.R., and Maxwell, M.
1985: Glacier outburst flood on the Noeick River: the draining of Ape Lake, British Columbia, October 20, 1984; Geological Survey of Canada, Open File 1139, 92 p.
Johnson, P.G.
1978: Rock glacier types and their drainage systems, Grizzly Creek, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1496-1507.
Jonys, C.K.
1976: Acoustic measurement of sediment transport; Canada Department of the Environment, Inland Waters Directorate, Scientific Series No. 66.
Judson, S.
1968: Erosion of the land or what's happening to our continents; American Scientist, v. 56, no. 4, p. 256-374.
Julien, P. and Frenette, M.
1984: A model for predicting suspended load in northern streams; in Proceedings of Fourth Annual American Geophysical Union; Front Range Branch, Fort Collins, Colorado, p. 119-139.
Kadomura, H.
1980: Erosion by human activities in Japan; Geological Journal, v. 4.2, p. 133-144.
Keen, M.J. and Williams, G.L. (editors)
1989: The Geology of the Continental Margin of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Geology of Canada no. 2 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).*
Kellerhals, R., Church, M., and Davies, L.B.
1979: Morphological effects of interbasin river diversions; Canadian Journal of Civil Engineering, v. 6, p. 18-31.
Kellerhals, R., Neill, C.R., and Bray, D.I.
1972: Hydraulic and geomorphic characteristics of rivers in Alberta; Research Council of Alberta, River Engineering and Surface Hydrology, Report 72-1.
Kemp, A.L.W., Anderson, T.W., Thomas, R.L., and Mudrochova, A.
1974: Sedimentation rates and recent sediment history of lakes Ontario, Erie and Huron; Journal of Sedimentary Petrology, v. 44, p. 207-218.
Kerfoot, D.E.
1973: Thermokarst features produced by man-made disturbances in the tundra terrain; in Research in Polar and Alpine Geomorphology, B.D. Fahey and R.D. Thompson (ed.); Proceedings, 3rd Guelph Symposium on Geomorphology, p. 60- 72.
Kershaw, G.P. and Gill, D.
1979: Growth and decay of palsas and peat plateaus in the MacMillan Pass-Tsichu River area, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1362-1374.
Ketcheson, J.W.
1980: Long-range effects of intensive cultivation and monocluture on the quality of southern Ontario soils; Canadian Journal of Soil Science, v. 60, p. 403-410.
Kindle, E.D.
1952: Dezadeash map-area, Yukon; Geological Survey of Canada, Memoir 268, 68 p.
Klassen, R.A.
1989: Geomorphology of lakes; in Chapter 9 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (alsoGeological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Klassen, R.A. and Shilts, W.W.
1982: Subbottom profiling of lakes of the Canadian Shield; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 375-384.
Konishchev, V.N.
1978: Mineral stability in the zone of cryolithogenesis; Proceedings, Third International Conference on Permafrost, Volume 1; National Research Council of Canada, p. 305-311.
Krank, K. and Ruffman, A.
1982: Sedimentation in James Bay; Le Naturaliste Canadien, v. 109, p. 353-361.
La Rochelle, P., Chagnon, J-Y. and Lefebvre, G.
1970: Regional geology and landslides in the marine clay deposits of eastern Canada; Canadian Geotechnical Journal, v. 7, p. 145-156.
Lafleur, J. and Lefevbre, G.
1980: Groundwater regime associated with slope stability in Champlain Clay deposits; Canadian Geotechnical Journal, v. 14, p. 44-54.
Lamothe, C. and St-Onge, D.A.
1961: A note on a periglacial erosional process in the Isachsen area, N.W.T.; Geographical Bulletin, no. 16, p. 104-113.
Langbein, W.B. and Schumm, S.A.
1958: Yield of sediment in relation to mean annual precipitation; American Geophysical Union, Transactions, v. 39, p. 1076-1084.
Lasky, S.G.
1950: Mineral resource appraisal by the U.S. Geological Survey; Colorado School of Mines Quarterly, v. 45, p. 1-27.
Last, W.M.
1984: Sedimentology of playa lakes of the northern Great Plains; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 107-125.
Lebuis, J. and Rissmann, P.
1979: Earthflows in the Quebec and Shawinigan areas; in Sensitive clays, unstable slopes, corrective works, and slides in the Quebec and Shawinigan area; in Guidebook to Field Trip B-11, J-Y. Chagnon, J. Lebuis, J.D. Allard, and J.M. Robert (ed.); Geological Association of Canada, p. 18-38.
Legget, R.F.
1973: Cities and Geology; McGraw-Hill, New York, 448 p.
Lehre, A.K., Collins, B.D., and Dunne, T.
1983: Post-eruption sediment budget for the North Fork Toutle River Drainage, June 1980-June 1981; Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, v. 46, p. 143- 163.
Leonoff, C.E. and Lo, R.C.
1982: Solution to frost heave of ice arenas; Proceedings, Fourth Canadian Permafrost Conference H.M. French (ed.); National Research Council of Canada, Ottawa, NRCC 20124, p. 481-486.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Levings, C.D.
1982: The ecological consequences of dredging and dredge spoil dispersal in Canadian waters; Association Committee on Scientific Criteria for Environmental Quality, NRCC 18130, 142 p.
Lewis, C.P. and McDonald, B.C.
1973: Rivers of the Yukon North Slope; in Fluvial Processes and Sedimentation, Hydrology Symposium No. 9; Inland Waters Directorate, Canada Department of the Environment, p. 251-271.
Livingstone, D.A.
1963: Chemical composition of rivers and lakes; U.S. Geological Survey, Professional Paper 708.
Luckman, B.H.
1971: The role of snow avalanches in the evolution of alpine talus slopes; Institute of British Geographers, Special Publication, v. 3, p. 93-110.
1978: Geomorphic work of snow avalanches in the Canadian Rocky Mountains; Arctic and Alpine Research, v. 10, p. 261-276.
Mackay, J.R.
1956: Notes on oriented lakes of the Liverpool Bay area, Northwest Territories; Revue Canadienne de Géographie, v. 10, p. 169-173.
1963a: Notes on the shoreline recession along the coast of the Yukon Territory; Arctic, v. 16, p. 195-197.
1963b: The Mackenzie Delta area, N.W.T., Canada; Department of Mines and Technical Surveys, Geographical Branch, Memoir 8, 202 p.
1966: Segregated epigenetic ice and slumps in permafrost, Mackenzie Delta area, N.W.T.; Geographical Bulletin, v. 8, p. 59-80.
1970: Disturbances to the tundra and forest tundra environment of the western Arctic; Canadian Geotechnical Journal, v. 7, p. 420-432.
1971: The origin of massive icy beds in permafrost, western Arctic coast; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 397-422.
1972: The world of underground ice; Association of American Geographers, Annals, v. 62, p. 1-22.
1973: The growth of pingos, western Arctic Coast; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 979-1004.
1974a: Reticulate ice veins in permafrost, northern Canada; Canadian Geotechnical Journal, v. 11, p. 230-237.
1974b: Ice-wedge cracks, Garry Island, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1366-1383.
1975: The closing of ice-wedge cracks in permafrost, Garry Island, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1668-1674.
1979a: An equilibrium model for hummocks (non-sorted circles), Garry Island, Northwest Territories; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 165-167.
1979b: Pingos of the Tuktoyaktuk Peninsula area, Northwest Territories; Géographie physique et Quaternaire, v. 33, p. 3-61.
1980: The origin of hummocks, western Arctic coast, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 996-1006.
1981: Active layer slope movement in a continuous permafrost environment, Garry Island, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1666-1680.
1983: Downward water movement into frozen ground, western Arctic coast; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 120-134.
1984a: The direction of ice-wedge cracking in permafrost: downward or upward; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 516-524.
1984b: The frost heave of stones in the active layer above permafrost with downward and upward freezing; Arctic and Alpine Research, v. 16, p. 439-446.
1985: Pingo ice of the western Arctic coast, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1452-1464.
1986a: The first 7 years (1978-1985) of ice wedge growth, Illisarvik experimental drained lake site, western Arctic coast; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1782-1795.
1986b: Frost mounds; in Focus: Permafrost Geomorphology, H.M. French (ed.); The Canadian Geographer, v. 30, p. 363-364.
Mackay, J.R. and Burrows, C.
1979: Uplift of objects by an upfreezing ice surface; Canadian Geotechnial Journal, v. 17, p. 609-613.
Mackay, J.R. and MacKay, D.K.
1976: Cryostatic pressures in nonsorted circules (mud hummocks), Inuvik, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 889-897.
Mackay, J.R. and Mathews, W.H.
1973: Geomorphology and Quaternary history of the Mackenzie River Valley near Fort Good Hope, N.W.T., Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 26-41.
1974: Needle ice striped ground; Arctic and Alpine Research, v. 6, p. 79-84.
Mackay, J.R. and Matthews, J.V., Jr.
1983: Pleistocene ice and sand wedges, Hooper Island, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1087-1097.
Mackay, J.R., Ostrick, J. and Lewis, C.P., and MacKay, D.K.
1979: Frost heave at ground temperatures below 0?DEGC, Inuvik, Northwest Territories; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 403-405.
Mackay, J.R., Rampton, V.N., and Fyles, J.G.
1972: Relic Pleistocene permafrost, western Arctic, Canada; Science, v. 176, p. 1321-1323.
Maini, J.S. and Carlisle, A.
1974: Conservation in Canada: A Conspectus; Canada Department of the Environment, Canadian Forestry Service, Publication No. 1340, Ottawa, 441 p.
Marshall, I.B.
1982: Mining, land use and the environment. I. A Canadian overview; Land Use Canada Series No. 22, Lands Directorate, Canada Department of the Environment, Ottawa.
Martin, C.W. and Pierce, R.S.
1980: Clearcutting patterns affect nitrate and calcium in streams of New Hampshire; Journal of Forestry, v. 78, p. 268-272.
Matheson, D.S. and Thomson, S.
1973: Geological implications of valley rebound; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 961-978.
Mathews, W.H.
1979: Landslides of Central Vancouver Island and the 1946 Earthquake; Seismological Society of America, Bulletin, v. 69, p. 445-450.
Mathews, W.H. and McTaggart, K.C.
1978: Hope rockslides, British Columbia; in Rockslides and Avalanches, v. 1, B. Voight (ed.); Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, p. 259-275.
McLelland, A.G.
1983: Pits and quarries – their land impacts and rehabilitation; in Stress on Land in Canada, Canada Department of the Environment, Policy Research and Development Branch, p. 183-226.
McPherson, H.J.
1975: Sediment yield from intermediate-sized stream basins in southern Alberta; Journal of Hydrology, v. 25, p. 243-257.
McRoberts, E.C. and Morgenstern, N.
1974a: The stability of thawing slopes; Canadian Geotechnical Journal, v. 11, p. 447-469.
1974b: Stability of slopes in frozen soil, Mackenzie Valley, N.W.T.; Canadian Geotechnical Journal, v. 11, p. 554-573.
Meybeck, M.
1983: Atmospheric inputs and river transport of dissolved substances (review paper); in Dissolved Loads of Rivers and Surface Water Quantity/Quality Relationships, B.W. Webb (ed.); International Association for Scientific Hydrology, Publication No. 141, p. 173-192.
Miller, R.D.
1972: Freezing and heaving of saturated and unsaturated soils; Highway Research Record, v. 393, p. 1-11.
Milliman, J.D.
1980: Sedimentation in the Fraser River and its estuary, southwestern British Columbia (Canada); Estuarine and Coastal Marine Science, v. 10, p. 609-633.
Milliman, J.D. and Meade, R.H.
1983: World-wide delivery of river sediment to the oceans; Journal of Geology, v. 91, p. 1-21.
Milne, W.G.
1956: Seismic activity in Canada west of the 113?DEG meridian, 1841-1951; Dominion Observatory, Publication v. 18, p. 119-145.
Milne, W.G., Rogers, G.C., Riddihough, R.P., McMechan, G.A., and Hyndman, R.D.
1978: Seismicity of Western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1170-1193.
Mirza, C. and Irwin, R.W.
1964: Determination of subsidence of an organic soil in southern Ontario; Canadian Journal of Soil Science, v. 44, p. 248-253.
Mitchell, B. and Sewell, W.R.D.
1981: Canadian Resource Policies: Problems and Prospects, Methuen, London, 294 p.
Mitchell, R.J. and Markell, A.R.
1974: Flowsliding in sensitive soils; Canadian Geotechnical Journal, v. 11, p. 11-31.
Mokievsky-Zubok, O.
1977: Glacier-caused slide near Pylon Peak, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2657-2662.
Mollard, J.D.
1973: Airphoto interpretation of fluvial features; in Fluvial Processes and Sedimentation, Hydrology Symposium No. 9; Department of the Environment, Inland Waters Directorate, Ottawa, p. 341-380.
1977: Regional landslide types in Canada; Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, v. 3, p. 29-56,
Moore, D.P. and Mathews, W.H.
1978: The Rubble Creek landslide, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1039-1052.

Nanson, G.C.
1974: Bedload and suspended-load transport in a small steep, mountain stream; American Journal of Science, v. 274, p. 471-486.

National Atlas of Canada
1974: Surveys and Mapping Branch, Canada Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa.

Neill, C.R. and Mollard, J.D.
1980: Examples of erosion and sedimentation processes along some northern Canadian Rivers; International Symposium on River Sedimentation, Beijing, China, Guanghua Press, p. 565-597.

Nickling, W.G.
1978: Eolian sediment transport during dust storms: Slims River Valley, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1069-1084.

Nir, D.
1983: Man, A Geomorphological Agent: An Introduction to Anthropic Geomorphology; D. Reidel, Dordrecht, 157 p.

Norris, L.A.
1981: The behaviour of herbicides in the forest environment; in Proceedings of the Conference on Weed Control in Forest Management, H.A. Holt and D.C. Fischer (ed.); Purdue University, Lafayette, p. 192-215.

O'Loughlin, C.L.
1972: A preliminary study of landslides in the Coast Mountains of southwestern British Columbia; in Mountain Geomorphology: Geomorphological Processes in the Canadian Cordillera, H.O. Slaymaker and H.J. McPherson (ed.); Tantalus Research Ltd., Vancouver, B.C. Geographical Series No. 14, p. 101-112.

Omara-Ojunga, P.
1980: Resource management in mountainous environments: the case of the East Slopes Region, Bow River Basin, Alberta; unpublished PhD thesis, Department of Geography, University of Waterloo, Waterloo.

Ongley, E.D.
1973: Sediment discharge from Canadian basins into Lake Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 146-156.

Ongley, E.D., Bynoe, M.C., and Percival, J.B.
1981: Physical and geochemical characteristics of suspended solids, Wilson Creek, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1365-1379.

Pank, L.F.
1974: A bibliography on seed-eating mammals and birds that affect forest regeneration; United States Department of the Interior, Fish and Wildlife Service, Special Scientific Report, Wildlife, Number 174, 28 p.

Parizeck, R.R.
1971: Impact of highways on the hydrogeologic environment; in Environmental Geomorphology, D.R. Coates (ed.); State University of New York, Binhampton, N.Y., p. 151-199.

Patton, F.D.
1976: The Devastation Glacier slide, Pemberton, B.C. (abstract); in Program and Abstracts, Geological Association of Canada, Cordillera Section, p. 26-27.

Pears, A.J.
1976: Geomorphic and hydrologic consequences of vegetation destruction, Sudbury, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1358-1373.

Pegau, R.E.
1970: Effect of reindeer trampling and grazing on lichens; Journal of Range Management, v. 23, p. 95-97.

Pissart, A. and French. H.M.
1976: Pingo investigations, north-central Banks Island, Canadian Arctic; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 937-946.

Pissart, A., Vincent, J-S., et Edlund, S.A.
1977: Dépôts et phénomènes éoliens sur l'Île de Banks, Territoires du Nord-Ouest, Canada; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 14, p. 2462-2840.

Polar Research Board
1984: Ice segregation and frost heaving; Ad Hoc Study Group on Ice Segregation and Frost Heaving, Polar Research Board, National Research Council, National Academy Press, Washington, D.C., 72 p.

Pollard, W.H. and French, H.M.
1980: A first approximation of the volume of ground ice, Richards Island, Pleistocene Mackenzie Delta, Canada; Canadian Geotechnical Journal, v. 17, p. 509-516.
1984: The groundwater hydraulics of seasonal frost mounds, North Fork Pass, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1073-1081.
1985: The internal structure and ice crystallography of seasonal frost mounds; Journal of Glaciology, v. 31, p. 157-162.

Prest, V.K.
1969: Retreat of Wisconsin and Recent ice in North America; Geological Survey of Canada, Map 1257A, scale 1:5 M.

Price, L.W.
1971: Geomorphic effect of the arctic ground squirrel in an alpine environment; Geografiska Annaler, v. 534, no. 2, p. 100-105.

Quigley, R.M., Gelinas, P.J., Bou, W.T., and Packer, R.W.
1977: Cyclic erosion-instability relationships: Lake Erie north shore bluffs; Canadian Geotechnical Journal, v. 14, p. 310-323.

Radforth, L.M. and Burwash, A.L.
1977: Transportation; in Muskeg and the Northern Environment in Canada, N.W. Radforth and C.O. Brawner (ed.); University of Toronto Press, Toronto, p. 249-263.

Rampton, V.N.
1973: The influence of ground ice and thermokarst upon the geomorphology of the Mackenzie-Beaufort region; in Resarch in Polar and Alpine Geomorphology, B.D. Fahey and R.D. Thompson (ed.); Proceedings, 3rd Guelph Symposium on Geomorphology, p. 43-59.
1982: Quaternary geology of the Yukon Coastal Plain; Geological Survey of Canada, Bulletin 317, 49 p.

Rampton, V.N. and Dugal, J.B.
1974: Quaternary stratigraphy and geomorphic processes on the Arctic coastal plain and adjacent areas, Demarcation Point, Yukon Territory, to Malloch Hill, District of Mackenzie; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 74-1A, p. 283.

Rampton, V.N. and Mackay, J.R.
1971: Massive ice and icy sediments throughout the Tuktoyaktuk Peninsula, Richards Island, and nearby areas, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 71-21, 16 p.

Raup, H.M. and Argus, G.W.
1982: The Lake Athabasca sand dunes of northern Saskatchewan and Alberta, Canada. 1. The land and vegetation; National Museums of Canada, Publications in Botany, 12, 96 p.

Redmond, I.G.
1983: Land impact associated with the disposal of radioactive wastes; in Stress on Land in Canada, Canada Department of the Environment, Policy Research and Development Branch, Ottawa, p. 11-32.

Reeves, C.C., Jr.
1968: Introduction to paleolimnology; in Developments in Sedimentology 11; Elsevier Publishing Co., Amsterdam, 228 p.

Reid, L.M., Dunne, T., and Cederholm, C.J.
1981: Application of sediment budget studies to the evaluation of logging road impacts; New Zealand Journal of Hydrology, v. 20, p. 49-62.

Retzer, J.L., Swope, H.M., and Rutherford, W.H.
1956: Suitability of physical factors for beaver management in the Rocky Mountains of Colorado; State of Colorado, Department of Game and Fish, Technical Bulletin, 2, 33 p.

Rice, R.M., Tiley, F.B., and Datzman, P.A.
1979: A watershed's response to logging and roads: South Fork of Caspar Creek, California; U.S. Forest Service Research Paper, SW-146, 20 p.

Ripley, P.O., Kalbfleisch, W., Bourget, S.J., and Cooper, D.S.
1961: Soil erosion by water; Canada Department of Agriculture, Publication 1083.

Roberge, J. et Gascoyne, M.
1978: Premiers résultats de datations dans la Grotte de St-Elzéar; Géographie physique et Quaternaire, vol. 32, p. 281-287.

Robinson, J.
1971: Highways and our environment; New York, McGraw-Hill, 340 p.

Rogers, G.C.
1980: A documentation of soil failure during the British Columbia earthquake of 23 June 1946; Canadian Geotechnical Journal, v. 17, p. 122-127.

Rowe, J.S.
1959: Forest regions of Canada: Department of Northern Affairs and Natural Resources, Forestry Branch, Bulletin 123.

Royal Society of Canada
1985: Nuclear winter and associated effects: a Canadian appraisal of the environmental impact of nuclear war; Royal Society of Canada, Ottawa, 382 p.

Ryder, J.M.
1971a: The stratigraphy and morphology of para-glacial alluvial fans in south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 279-298.
1971b: Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1252-1264.
1981: Geomorphology of the southern part of the Coast Mountains of British Columbia; Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 37, p. 120-147.

Ryder, R.A.
1964: Chemical characteristics of Ontario lakes as related to glacial history; American Fisheries Society, Transactions, v. 93, p. 260-268.
Safranyik, L., Van Sickle, G.A., and Manning, G.H.
1981: Position paper on mountain pine beetle problems with special reference to the Rocky Mountain parks region; Canada Department of the Environment, Canadian Forestry Service Publication, 27 p.
Saini, G.R. and Grant, W.J.
1980: Long-term effects of intensive cultivation on soil quality in the potato-growing areas of New Brunswick (Canada) and Maine (U.S.A.); Canadian Journal of Earth Sciences, v. 60, p. 421-428.
St-Onge, D.A.
1969: Nivation landforms; Geological Survey of Canada, Paper 69-30, 12 p.
Schreiner, B.T., Acton, D.F., and David, P.P.
1981: Geology; in Athabasca sand dunes in Saskatchewan, Z.M. Abouguendia (ed.); p. 8-52, Mackenzie River Basin Committee, Mackenzie River Basin Study Report, Supplement 7, 335 p., Appendices A-G.
Schroeder, J.
1979: Le développement des grottes dans la région du Premier Canyon de la Rivière Nahanni Sud, T.N.O. thèse de PhD non publiée, Université d'Ottawa, Ottawa, 265 p.
Schumm, S.A.
1977: The Fluvial System; Wiley Interscience, New York.
Schwab, J.W. and Watt, W.J.
1981: Logging and soil disturbance on steep slopes in the Quesnel Highlands, Cariboo Forest Region; British Columbia, Ministry of Forests, Research Note 88, 15 p.
Shaw, J. and Kellerhals, R.
1982: The composition of recent alluvial gravel in Alberta river beds; Alberta Geological Survey, Alberta Resarch Council, Bulletin 4.
Shilts, W.W.
1978: Nature and genesis of mudboils, central Keewatin, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1053-1068.
1984: Sonar evidence for postglacial tectonic instability of the Canadian Shield and Appalachians; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 567-579.
Shilts, W.W. and Dean, W.E.
1975: Permafrost features under arctic lakes, District of Keewatin, Northwest Territories; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 649-662.
Shilts, W.W., Dean, W.E., and Klassen, R.A.
1976: Physical, chemical and stratigraphic aspects of sedimentation in lake basins of the eastern Arctic Shield; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 245-254.
Singh, T.
1970: Land management practises that affect physical and chemical water quality; in Managing Lands for Water, D.L. Golding (ed.), Canada Department of the Environment, Northern Forest Resarch Centre, Report Nor-X-13, p. 49-72.
Sklash, M.G., Stewart, M.K., and Pearce, A.J.
1986: Storm runoff generation in humid headwater catchments: 2: A case study of hillslope and low-order stream response; Water Resources Research, v. 22, p. 1273-1282.
Slaymaker, H.O.
1982: The occurrence of piping and gullying in the Penticton glaciolacustrine silts, Okanagan Valley, British Columbia; in Badland Geomorphology and Piping, R.B. Bryan and A. Yair (ed.); Geo Abstracts, Norwich, United Kingdom, p. 305-316.
1989: Physiography of Canada and its effects on geomorphic processes; in Chapter 9 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Slaymaker, H.O. and McPherson, H.J.
1973: Effects of land use on sediment production; in Fluvial Processes and Sedimentation; Hydrology Syposium No. 9, Ottawa, Canada Department of the Environment, Inland Waters Directorate, p. 158-183.
1977: An overivew of geomorphic processes in the Canadian Cordillera; Zeitschrift für Geomorphologie, v. 21, p. 169-186.
Sly, P.G. and Prior, J.W.
1984: Late glacial and postglacial geology in the Lake Ontario Basin: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 802-821.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Sly, P.G. and Thomas, R.L.
1974: Review of geological research as it relates to an understanding of Great Lakes terminology; Journal of the Fisheries Research Board of Canada, v. 31, p. 795-825.
Smith, D.G. and Smith N.D.
1980: Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta; Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, p. 1057-1064.
Smith, D.J.
1972: Solution of limestone in an arctic environment; in Polar Geomorphology, R.J. Price and D.E. Sugden (ed.); Institute of British Geographers, Special Publication No. 4, p. 187-200.
Smith, D.M.
1975: Sedimentary environments and late Quaternary history of a 'low-energy' mountain delta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 2004-2013.
Smith, M.W.
1985a: Observations of soil freezing and frost heave at Inuvik, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 283-290.
1985b: Models of soil freezing; in Field and Theory: Lectures in Geocryology, M. Church and O. Slaymaker (ed.); University of British Columbia Press, Vancouver, p. 96-120.
1986: Frost action and soil freezing; in Focus: Permafrost Geomorphology, H.M. French (ed.); The Canadian Geographer, v. 30, p. 353-360.
1989: Climate of Canada; in Chapter 9 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Smith, W.E.T.
1962: Earthquakes of eastern Canada and adjacent area (1534-1927); Dominion Observatory, Publications, v. 26, p. 271-301.
Souther, J.G.
1975: Geothermal potential of western Canada; Proceedings, 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, v. 1, p. 259-267.
1981: Volcanic hazards in the Stikine region of northwestern British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 770.
Stangl, K., Roggensack, W.D., and Hayley, D.W.
1982: Engineering geology of surficial soils, eastern Melville Island; Proceedings, Fourth Canadian Permafrost Conference, H.M. French (ed.); National Research Council of Canada, Ottawa, NRCC 20124, p. 136-147.
Steinbrenner, E.C. and Gessel, S.P.
1955: The effect of tractor logging on the physical properties of some forest soils in S.W. Washington; Soil Science Society of America, Proceedings, v. 19, p. 372-376.
Stelfax, T.G.
1971: Bighorn sheep in the Canadian Rockies: a history 1800-1970; Canadian Field Naturalist, v. 85, p. 101-122.
Stethem, C.J. and Schaerer, P.A.
1980: Avalanche accidents in Canada. II. A selection of case histories of accidents 1943 to 1978; National Research Council of Canada, Division of Building Research, Paper 926.
Stevens, G.R.
1973: History of the Canadian National Railways; MacMillan, New York, 538 p.
Stichling, W.
1973: Sediment loads in Canadian rivers; in Fluvial Processes and Sedimentation; Hydrology Symposium No. 9, Inland Waters Directorate, Canada Department of the Environment, p. 38-72.
Stoecker, R.
1976: Pocket gopher distribution in relation to snow in the alpine tundra; in Ecological impacts of snowpack augmentation in the San Juan Mountains of Colorado; Colorado State University, Fort Collins, p. 281-287.
Sutherland-Brown, A.
1969: Aiyansh lava flow, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1460-1468.
Swanston, O.N. and Swanston, F.J.
1976: Timber harvesting, mass erosion, and steepland forest geomorphology in the Pacific Northwest; in Geomorphology and Engineering, D.R. Coates (ed.); Stroudsbury, Penn, Dowden, Hutchinson and Ross, Inc., Stroudsbury, Pa., p. 199-221.
Terzaghi, K.
1962: Stability of steep slopes on hard unweathered rock; Geotechnique, v. 12, p. 251-270.
Thomas, W.L. (editor)
1956: Man's Role in Changing the Face of the Earth; University of Chicago, Chicago, Illinois, 1193 p.
Thomson, R.E.
1981: Oceanography of the British Columbia coast; Canada Department of Fisheries and Oceans, 291 p.

Thomson, S. and Hayley, D.W.
1974: The Little Smokey Landslide; Canadian Geotechnical Journal, v. 12, p. 379-392.

Thorn, C.E.
1978: A preliminary assessment of the geomorphic role of pocket gophers in the alpine tundra zone of the Colorado Front Range; Geografiska Annaler, v. 60A, p. 181-187.
1980: Alpine bedrock temperatures: an empirical study; Arctic and Alpine Research, v. 12, p. 73-86.
1982: Gopher disturbance: its variability by Braun-Blanquet vegetation units in the Niwot Ridge alpine tundra zone, Colorado Front Range, U.S.A.; Arctic and Alpine Research, v. 14, no. 1, p. 45-51.

Toews, D.A.A. and Moore, M.K.
1982: The effects of streamside logging on large debris on Carnation Creek; British Columbia Ministry of Forests, Vancouver, Land Management Report no. 11.

Tremblay, L.P.
1961: Wind striations in northern Alberta and Saskatchewan, Canada; Geological Survey of America, Bulletin, v. 72, p. 1561-1564.

Turco, R.P., Toon, O.B., Ackerman, T.P., Pollack, J.B., and Sagan, C.
1983: Nuclear winter: global consequences of multiple nuclear explosions; Science, v. 222, p. 1283-1300.

Turner, A.R.
1955: How Saskatchewan dealt with her 'dustbowl'; Geographical Magazine, v. 28, p. 182-192.

Tywoniuk, N.
1977: A study of the bedload transport of a gravel-bed river; unpublished PhD thesis, University of Ottawa, Ottawa.

Vallejo, L.E.
1980: A new approach to the stability analysis of thawing slopes; Canadian Geotechnical Journal, v. 17, p. 607-612.

VanDine, D.F.
1985: Debris flows and debris torrents in the Southern Canadian Cordillera; Canadian Geotechnical Journal, v. 22, p. 44-68.

van Everdingen, R.O.
1978: Frost mounds at Bear Rock, near Fort Norman, Northwest Territories, 1975-1976; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 263-276.
1981: Morphology, hydrology and hydrochemistry of karst in permafrost terrain near Great Bear Lake, Northwest Territories; National Hydrology Research Institute, Paper 11 (IWD Scientific Series No. 114), 53 p.
1982: Frost blisters of the Bear Rock spring area near Fort Norman, N.W.T.; Arctic, v. 35, p. 243-265.

van Vuuren, W.
1978: Erosion, a growing concern for the future; Notes on Agriculture, v. 4, p. 17-20.

van Zon, H.J.M.
1981: Biological aspects of process measurements; in Geomorphological Techniques, A. Goudie, M. Anderson, T. Burt, J. Lewin, K. Richards, B. Whalley, and P. Worsley (ed.); George Allen and Unwin, London, p. 266-273.

Vaníček, P. and Nagy, D.
1981: On the compilation of the map of contemporary vertical crustal movements in Canada; Tectonophysics, v. 71, p. 75-86.

Vita-Finzi, C.
1977: Physiographic effects of man; Encyclopedia Britannica, Macropaedia, v. 14, p. 429-433.

Voight, B. (editor)
1978: Rockslides and Avalanches. I. Natural Phenomena; Elsevier, New York, 833 p.

Vontobel, R.
1980: Our precious topsoil is wasting away; Canadian Geographic, v. 100, no. 2, p. 50-59.

Waltham, T.
1978: Catastrophe, the Violent Earth; Crown Publishers, Inc., New York, 170 p.

Warrick, R.A. and Bowden, M.
1981: The changing impacts of drought in the Great Plain; in Great Plains, Perspectives and Prospectus, M. Lawson, and M. Baker (ed.); Center for Great Plains Studies, Lincoln, Nebraska.

Washburn, A.L.
1967: Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig district, Northeast Greenland, Meddelelser om Gronland, v. 166, 318 p.
1979: Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environments; Edward Arnold, London, 406 p.
1983: Palsa and continuous permafrost; Procedings, Fourth International Conference on Permafrost, Volume One; National Academy Press, Washington, D.C., p. 1372-1377.

Watts, S.H.
1983: Weathering pit formation in bedrock near Cory Glacier, southeastern Ellesmere Island, Northwest Territories; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 487-491.

Webber, L.R.
1964: Soil physical properties and erosion control; Journal of Soil and Water Conservation, p. 28-30.

Weetman, G.F.
1983: Forestry practices and stress on Canadian forest land; in Stress on Land in Canada, Canada Department of the Environment, Policy Research and Development Branch, Ottawa, p. 259-302.

Weetman, G.F. and Webber, L.R.
1972: The influence of wood harvesting on the nutrient status of two spruce stands; Canadian Journal of Forest Research, v. 2, p. 351-369.

Western Canada Hydraulics Laboratories Ltd.
1978: Analysis of federal sediment survey data taken on the Lower Fraser River; report submitted to Water Survey of Canada, Vancouver, October, 120 p.

Westgate, J.A.
1970: The Quaternary geology of the Edmonton area, Alberta; in Pedology and Quaternray Research, Symposium Proceedings, S. Pawluk (ed.); University of Alberta, Edmonton, p. 129-151.

Westing, A.H. (editor)
1984: Environmental Warfare: A Technical, Legal and Policy Appraisal; Stockholm Peace Research Institute, Taylor and Francis, London, 107 p.

Wetmiller, R.J., Basham, P.W., Weichert, D.H., and Evans, S.G.
1987: The 1985 Nahanni earthquakes: problems for seismic hazard estimates in the northeast Canadian Cordillera; in Earthquake Engineering/Génie Séismique; Proceedings, Fifth Canadian Conference on Earthquake Engineering, p. 695-703.

White, G.H.
1972: A history of fire in North America; in Fire in the Environment, Symposium Proceedings, U.S. Forest Service, Denver, p. 3-11.

Wiggins, I.L. and Thomas, J.H.
1962: A flora of the Alaskan Arctic Slope; Arctic Institute of North America, Special Publication 4, 425 p.

Wilford, D.J. and Schwab, J.W.
1982: Soil mass movements in the Rennell Sound area, Queen Charlotte Islands, British Columbia; Canadian Hydrology Symposium, Associate Committee on Hydrology, National Research Council of Canada, v. 82, p. 521-541.

Williams, O.
1959: Food habits of the deer mouse; Journal of Mammology, v. 40, p. 415-419.

Williams, P.J.
1968: Ice distribution in permafrost profiles; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 1381-1386.
1976: Volume change in frozen soils; Laurits Bjerrum Memorial Volume, Norwegian Geotechnical Institute, Oslo, Norway, p. 233-246.

Wu, T.M., McKinnell, W.P., and Swanston, D.N.
1979: Strength of tree roots and landslides on Prince of Wales Island, Alaska; Canadian Geotechnical Journal, v. 16, p. 19-33.

Yeates, M.
1975: Main Street: Windsor to Quebec City; MacMillan, Toronto.

Zerman, L.J. and Slaymaker, H.O.
1978: Mass balance model for calculation of ionic input loads in atmospheric fallout and discharge from a mountain basin; Hydrological Sciences Bulletin, v. 23, p. 103-117.

Zoltai, S.C. and Pettapiece, W.W.
1973: Studies of vegetation, landform and permafrost in the Mackenzie Valley: terrain, vegetation and permafrost relationships in the northern part of the Mackenzie Valley and northern Yukon; Environmental-Social Program, Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development, Report 73-4, p. 105.

Zoltai, S.C. and Tarnocai, C.
1971: Properties of a wooded palsa in northern Manitoba; Arctic and Alpine Research, v. 3, p. 115-129.
1974: Soils and vegetation of hummocky terrain; Environmental-Social Program, Northern Pipelines Task Force on Northern Oil Development, Report 74-5, 86 p.
1975: Perennially frozen peatlands in the western Arctic and subarctic of Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 28-43.

Zoltai, S.C., Tarnocai, C., and Pettapiece, W.W.
1978: Age of cryoturbated organic materials in earth hummocks from the Canadian Arctic; in Proceedings of the Third International Conference on Permafrost, Edmonton, Volume 1; National Research Council of Canada, p. 325-331.

Zumberge, J.H.
1952: The lakes of Minnesota, their origin and classification; Minnesota Geological Survey, Bulletin 35, 99 p.

Adresse des auteurs

J.A. Heginbottom
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

M.W. Smith
Department of Geography
Carleton University
Ottawa, Ontario K1S 5B6

H.O. Slaymaker
Department of Geography
University of British Columbia
Vancouver, B.C. V6T 1W5

M.A. Carson and Associates
4533 Rithetwood Drive
Victoria, B.C. V8X 4J5

M.J. Bovis
Department of Geography
University of British Columbia
Vancouver, B.C. V6T 1W5

T.J. Day
Relevés hydrologiques du Canada
Direction des ressources en eau
Environnement Canada
Ottawa (Ontario) K1A 0E7

H.M. French
Department of Geography and Geology
University of Ottawa
Ottawa, Ontario K1N 6N5

S.G. Evans
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

R.A. Klassen
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

D.C. Ford
Departement of Geography
McMaster University
Hamilton, Ontario L8S 4K1

P.P. David
Départment de géologie
Université de Montréal
Montréal (Québec) H3C 3J7

P.A. Egginton
Relevés hydrologiques du Canada
Direction des ressources en eau
Environnement Canada
Ottawa (Ontario) K1A 0E7

K. Hewitt
Department of Geography
Wilfrid Laurier University
Waterloo, Ontario N2L 3C5

Imprimé au Canada

Chapitre 10

GÉOCHIMIE DES TERRAINS AU CANADA

Sommaire

Introduction — *R.N.W. DiLabio*

Applications de la géochimie des terrains — *R.N.W. DiLabio*

Remerciements

Bibliographie

Grains d'or provenant du till de diverses régions canadiennes. Les quatre premiers grains ont conservé leurs formes cristallines, de remplissage et filamenteuses d'origine. Les deux derniers possèdent des textures arrondies et érodées (striées) plus courantes. La plupart sont de la granulométrie du silt ou du sable fin comme indiqué par l'échelle. Photographies de R.N.W. DiLabio.

Chapitre 10

GÉOCHIMIE DES TERRAINS AU CANADA

R.N.W. DiLabio

SOMMAIRE

La géochimie des terrains est l'étude des propriétés géochimiques des sédiments en surface, appliquée à la résolution de problèmes géologiques et environnementaux. L'acquisition de données géochimiques en fonction de leur répartition régionale ou stratigraphique met en évidence les variations naturelles, allant d'un appauvrissement extrême à un enrichissement extrême, de la composition géochimique des sédiments en surface. Sur les terrains glaciaires du Canada, c'est surtout l'échantillonnage du till, qui est privilégié, puisque le till est un sédiment primaire très répandu et qu'il provient d'un cycle sédimentaire relativement simple. Des répertoires de données sur les éléments traces et accessoires contenus dans le till et divers autres sédiments sont disponibles pour plusieurs des régions du pays; l'échantillonnage est effectué à une échelle locale ou régionale. Ces données géochimiques trouvent des applications en exploration minérale, dans les études environnementales liées à la géologie du Quaternaire.

La prospection glacio-sédimentaire, c'est-à-dire la recherche des gîtes minéraux à l'aide de la provenance des sédiments glaciaires (le till surtout), s'appuie sur le principe selon lequel les débris, arrachés par l'érosion glaciaire d'un gîte minéral sous-affleurant, sont ensuite transportés vers l'aval glaciaire où ils sont déposés en une traînée de dispersion identifiable. La cartographie des traînées de dispersion s'effectue principalement par repérage des blocs glaciaires et par analyse géochimique du till.

Les sédiments fluviatiles et lacustres postglaciaires sont composés, soit de matériaux arrachés directement au substratum rocheux, soit de matériel sédimentaire recyclé, notamment du till, ou d'autres types de dépôts glaciaires et de débris organiques. Ces sédiments secondaires ont été échantillonnés dans de vastes régions dépourvues de till, ou encore lorsque l'échantillonnage du till aurait été trop coûteux.

Dans les domaines de la géologie environnementale et de la géomédecine, les propriétés géochimiques des sédiments en surface permettent d'estimer la sensibilité des terrains aux précipitations acides et aux retombées industrielles ainsi que de circonscrire les zones caractérisées par de fortes concentrations naturelles en éléments traces nocifs ou, à l'inverse, par une carence en éléments nutritifs essentiels.

La géologie du Quaternaire a également recours à l'analyse géochimique et lithologique des sédiments glaciaires, du till en particulier, pour déterminer les directions d'écoulement glaciaire et la provenance sédimentaire, ou encore pour préciser le cadre stratigraphique.

DiLabio, R.N.W.
1989: Géochimie des terrains au Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 10, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

INTRODUCTION

L'expression « géochimie des terrains » désigne ici l'étude des propriétés géochimiques des sédiments en surface en vue de résoudre des problèmes géologiques et environnementaux. Dans les régions englacées au Quaternaire, les recherches géochimiques se heurtent à la complexité des sédiments en surface, ceux-ci étant principalement allochtones par rapport au substratum rocheux qu'ils recouvrent. La presque totalité du territoire canadien était englacée à un moment ou à un autre du Quaternaire de

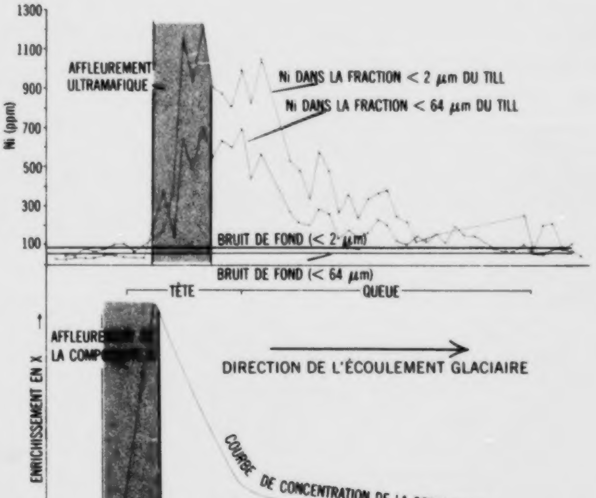


Figure 10-1. Courbes de dispersion du nickel dans le till, région de Thetford Mines (Québec). Des courbes de concentrations observées (diagramme du haut) et une courbe schématique (diagramme du bas) illustrent la décroissance exponentielle de la concentration du nickel entre la tête et la queue d'une traînée de dispersion (d'après Shilts, 1976).

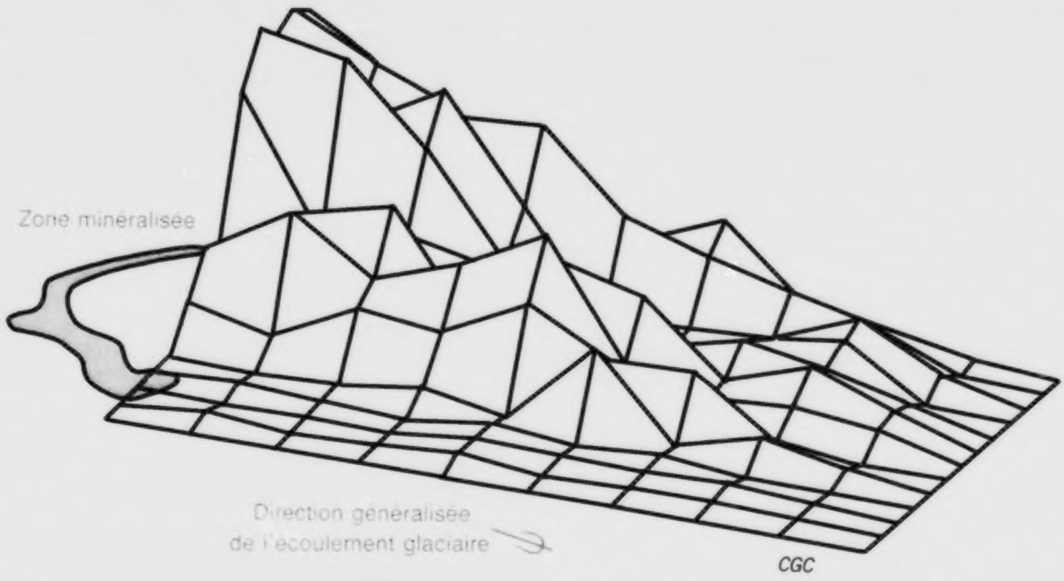


Figure 10-2. Représentation perspective de l'abondance de cailloux minéralisés dans des échantillons de till prélevés à l'aval glaciaire d'une zone minéralisée. Chaque rectangle délimite une surface de 30 m sur 60 m. Le pic le plus élevé correspond à une teneur de 99% (d'après Dilabio, 1981).

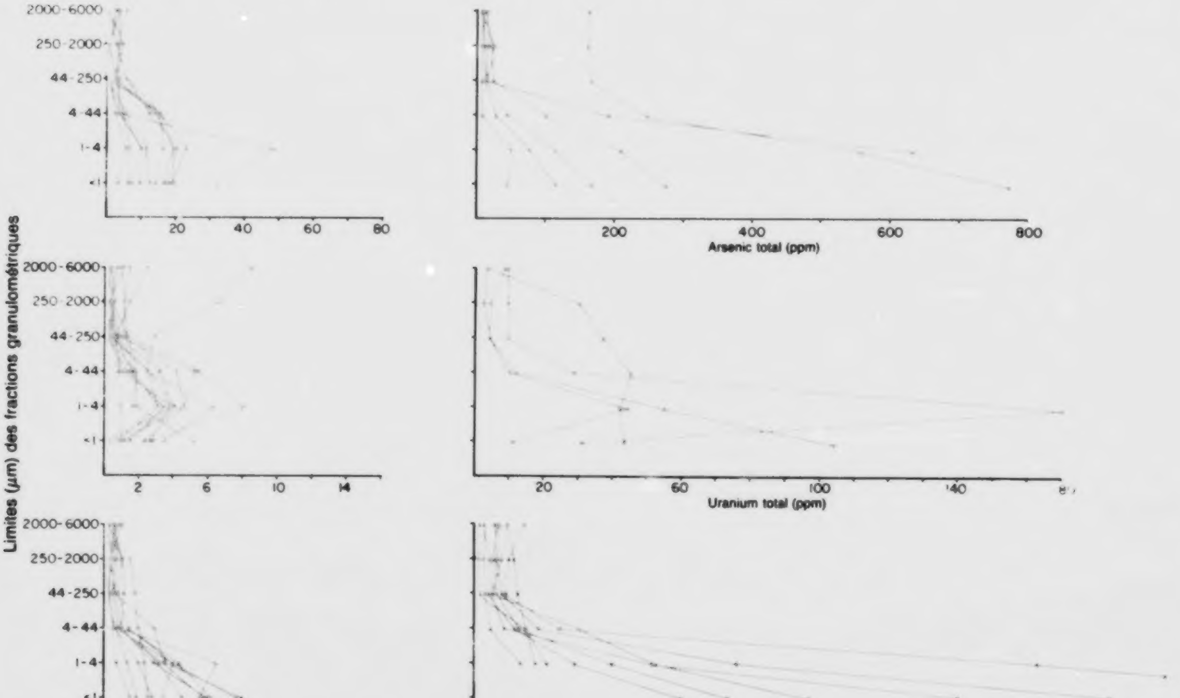


Figure 10-3. Répartition des teneurs en Cu, U et As entre les différentes classes granulométriques, pour une série d'échantillons de till provenant du Bouclier canadien. Les échantillons des graphiques de droite sont jugés anomaux; ceux des graphiques de gauche correspondent au bruit de fond. Chaque ligne représente un seul échantillon. Les teneurs sont mesurées après lixiviation à l'acide perchlorique et représentent la fraction métallique «totale» (d'après Shilts, 1984).

sorte que les sédiments en surface y présentent des caractéristiques particulières qui influent sur la nature du matériel échantillonné, la grille d'échantillonnage et l'interprétation des données. La plus évidente de ces caractéristiques est que les sédiments en surface les plus communs sont le till et les dépôts issus de son remaniement. Le till est donc un sédiment très répandu et il a généralement une provenance caractéristique. Les données géochimiques sur le till et ses dérivés trouvent des applications en exploration minérale, en évaluation environnementale (études d'impact) et en géologie du Quaternaire.

Dispersion glaciaire

Le till résulte de l'érosion, du transport et de la sédimentation glaciaire de matériaux, altérés ou non, dérivés de roches ou de sédiments non consolidés. Il s'agit donc d'un sédiment géologiquement jeune, qui est non pas le produit d'une altération in situ, mais la somme d'unités lithologiques primaires situées à l'amont glaciaire. Les débris provenant d'une unité lithologique donnée sont dispersés vers l'aval glaciaire où ils forment une « traînée de dispersion ». Ces traînées ont plus ou moins l'aspect de flammes ou de banderolles dans lesquelles le till est enrichi, par rapport au till des terrains adjacents, en débris provenant directement d'une source caractéristique. Shilts (1976) a montré qu'un diagramme dans lequel est représentée la concentration d'une composante caractéristique du till en fonction de la distance vers l'aval glaciaire, donne une courbe dont l'allure est celle d'une exponentielle négative (fig. 10-1). La concentration d'une composante est donc maximale à proximité de sa source, puis décroît exponentiellement vers l'aval pour finalement se confondre avec les valeurs du bruit de fond. La « tête » de la traînée de dispersion est la zone de concentration maximale, et la « queue », la zone de concentration décroissante. Beaucoup de traînées de dispersion ont aussi des limites bien marquées, montrant un fort contraste, sur une courte distance, entre les concentrations élevées à l'intérieur de la traînée et les concentrations faibles sur les terrains adjacents (fig. 10-2). L'addition de plusieurs traînées issues de différentes sources en amont produit le mélange lithologique qui caractérise normalement le till. Dans la plupart des cas, il est donc impossible d'identifier des traînées de dispersion spécifiques, soit qu'elles sont trop petites, soit qu'elles sont composées de roches et de minéraux sans caractère distinctif. La taille et la forme d'une traînée de dispersion dépendent de plusieurs facteurs, dont l'orientation de la source par

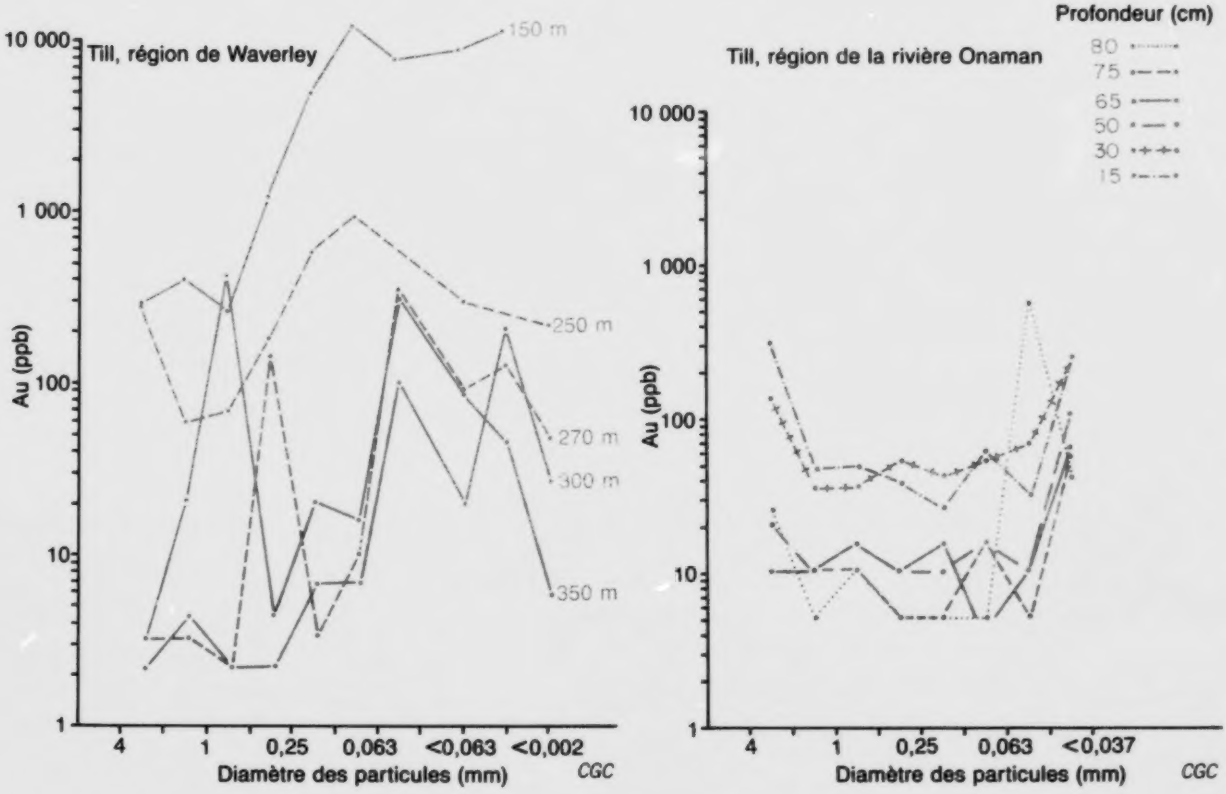


Figure 10-4. Abondance de l'or en fonction de la fraction granulométrique analysée de tills échantillonnés a) à diverses distances à l'aval glaciaire d'un gîte aurifère situé à Waverley, N.-É. (d'après Dilabio, 1982a) et b) à des profondeurs variables dans une traînée de dispersion située à la rivière Onaman, Ont. (d'après Dilabio, 1985).

rapport à l'écoulement glaciaire, la taille de la source et sa résistance à l'érosion, de même que la topographie des environs de la source et celle de la zone de dispersion; les traînées pouvant alors être piégées dans les vallées ou segmentées, en terrain accidenté.

La présence de certaines composantes caractéristiques (comme l'or, le tungstène, l'étain, le chrome, le niobium et le platine) permet l'identification des traînées de dispersion lorsque ces composantes se distinguent par leur absence ou leur rareté dans les roches de la zone de dispersion. Shilts (1976), par exemple, a montré que les minéraux riches en chrome dérivés de roches ultramafiques forment des traînées faciles à distinguer parce que le chrome est très peu abondant dans les roches de la zone de dispersion. De la même façon, les traînées d'éléments radioactifs peuvent être repérées par radiométrie aérienne. Il faut aussi ajouter que notre capacité de reconnaître une composante caractéristique dépend de la sensibilité de la méthode d'analyse utilisée. C'est ainsi que des techniques ultrasensibles permettent l'identification de traînées de dispersion aurifères dans lesquelles la teneur en or des minéraux lourds atteint à peine 3 parties par million tandis que le bruit de fond est beaucoup plus faible (de l'ordre de 50 parties par milliard).

Recyclage des sédiments

Il convient de distinguer plusieurs catégories de sédiments. Le till que produit directement l'érosion du substratum rocheux est un sédiment de premier cycle, ou sédiment primaire (Shilts, 1976). Le till et les autres sédiments non consolidés peuvent être remaniés à leur tour, de sorte que les matériaux résultants sont triés et ont connu un épisode de transport aquatique dont le trajet est susceptible de différer de celui du matériel primaire: ce sont des sédiments de deuxième cycle, ou sédiments secondaires. Ainsi, les sables et les graviers fluvio-glaciaires représentent les fractions grossières du till dont ils dérivent, tandis que les silts et argiles glaciolacustres représentent les fractions fines. Comme ces sédiments ont été transportés selon deux directions distinctes et qu'ils ont été transportés d'abord par la glace et ensuite par l'eau, il est plus difficile d'en interpréter la provenance que de retracer la source de composantes caractéristiques dans le till. Les sédiments fluviatiles et lacustres postglaciaires sont considérés comme des sédiments de troisième cycle, ou sédiments tertiaires, parce que la plupart résultent du recyclage de toutes sortes de sédiments glaciaires et non glaciaires, altérés ou non, ou encore de débris organiques postglaciaires. Ces sédiments tertiaires ont suivi un parcours complexe qui, le plus souvent, comprend au moins trois cycles d'érosion-sédimentation entre les affleurement rocheux d'où ils originent et le lieu de leur sédimentation finale.

Grilles d'échantillonnage et nature des sédiments échantillonnés

Les échantillons utilisés en géochimie des terrains sont généralement prélevés en surface ou à faible profondeur selon un quadrillage ou une série de transects préétablis couvrant une entité géographique précise, comme un secteur à cartographier, une structure géologique favorable ou un bassin hydrographique. Depuis quelque temps, l'échantillonnage en séquence stratigraphique au moyen de diverses techniques de forage est de plus en plus pratiqué et permet de produire des répertoires de données tridimensionnels (Geddes et Kristjansson, 1986). Les données recueillies représentent habituellement les concentrations géochimiques ou lithologiques naturelles des sédiments échantillonnés en surface; il est rare que ces données aient subi les effets de contaminations artificielles.

Les dépôts en surface les plus couramment échantillonnés sont les sédiments lacustres et fluviatiles, et surtout le till, puisque c'est un sédiment primaire très répandu. Lorsque celui-ci est difficile à échantillonner, dans la forêt boréale par exemple, l'échantillonnage des sédiments lacustres est privilégié dans les études de reconnaissance puisqu'il permet de détecter les éléments traces dispersés dans des terrains hydromorphes qui représentent la géochimie moyenne des bassins hydrographiques. Quant aux sédiments fluviatiles, leur échantillonnage est le plus souvent privilégié en terrain montagneux où, à cause de l'érosion verticale de cours d'eau à fort gradient, ils ont le plus de chances de refléter la lithologie du substratum rocheux; autrement dit, dans ce type d'environnement, ils constituent des sédiments primaires.

Plusieurs fractions granulométriques distinctes sont employées couramment aux fins d'analyse géochimique. Dans le cas des métaux de base et précieux et de l'uranium, la fraction < 180 μm (< 80 mailles) des sédiments lacustres et fluviatiles est habituellement privilégiée. Lorsque le till ou les sédiments fluviatiles sont utilisés pour la recherche de gîtes contenant des minéraux insolubles (les « resistates » des auteurs anglo-saxons), comme l'or, la scheelite, la cassitérite et le platine, ce sont surtout les minéraux lourds de la taille des sables qui sont analysés. Les minéraux instables, comme les sulfures, sont rarement récupérés dans les concentrés de minéraux lourds de la taille des sables échantillonnés en surface, mais ils sont facilement récupérés dans les échantillons de till non altéré obtenus par forage.

Des études expérimentales ont démontré que la fraction fine du till altéré est géochimiquement la plus active, en raison de la tendance des phyllosilicates et des minéraux secondaires de la fraction fine à être enrichis. Ces phases fines ont une surface totale et une capacité d'échange élevées de sorte qu'elles adsorbent une part représentative des éléments traces métalliques libérés au cours de l'altération des minéraux primaires, en particulier les sulfures. Cela semble bien établi pour les métaux de base et l'uranium, ces deux cas étant les mieux documentés (fig. 10-3). La fraction < 2 μm est la plus intéressante des fractions fines du till altéré, lorsque les analyses portent sur un grand nombre d'éléments; cette fraction étant plus riche en métaux que toute autre fraction. Néanmoins, la fraction < 63 μm (< 250 mailles) est souvent analysée en raison de la facilité avec laquelle elle peut être récupérée en laboratoire.

D'après l'analyse de diverses fractions granulométriques de till aurifère (DiLabio, 1982a, 1985; Nichol, 1986; Shelp et Nichol, 1987), la distribution granulométrique de l'or dans le till altéré semble assez complexe, à cause de l'effet combiné des origines multiples de l'or: or détritique finement broyé par les glaciers, or libéré par l'altération des sulfures, or reprécipité ou adsorbé. Même la granulométrie de l'or à son gîte d'origine semble jouer un rôle. En général, le till altéré est plus riche en or dans les fractions granulométriques plus fines, quoique les fractions grossières (> 2 mm, fragments de roche) sont fréquemment aurifères (fig. 10-4).

Dans une des localités étudiées, les éléments traces lithophiles montrent une tendance à l'enrichissement dans les fractions grossières (celles des fragments de roche) et, dans une moindre mesure, dans les fractions fines (fig. 10-5). Comme, à cet endroit, la majeure partie des éléments traces lithophiles résident dans des minéraux insolubles et des silicates (pyrochlore, zircon, gittinsite), le maximum d'abondance observé dans les fractions les plus fines reflète probablement la granulométrie des minéraux hôtes des roches du gîte.

Les données sur la distribution granulométrique des indicateurs géochimiques dans les tills ont pour but d'orienter les programmes d'échantillonnage et d'analyse, et elles ont de plus l'avantage de montrer la distribution des éléments traces dans les sédiments primaires, avant que ceux-ci, ou les éléments traces qu'ils contiennent, ne soient recyclés dans des sédiments fluviatiles et lacustres postglaciaires, lesquels sont communément échantillonnés au Canada.

Les effets de l'altération sur la géochimie du till et de ses dérivés dépendent aussi de la façon dont l'altération s'est effectuée à l'intérieur du solum au cours des temps postglaciaires. Les sols formés sur les terrains glaciaires, contrairement à ceux des terrains qui ont échappé à la glaciation, sont géologiquement jeunes (habituellement < 10 ka), et proviennent de sédiments allochtones immatures eux-mêmes dérivés de diverses sources. Les sols formés sur du till devraient donc être chimiquement représentatifs de la lithologie détritique d'origine, modifiée par les effets de la redistribution des éléments traces attribuable aux processus pédogénétiques. Cette modification géochimique peut être mise en évidence par le biais d'un examen

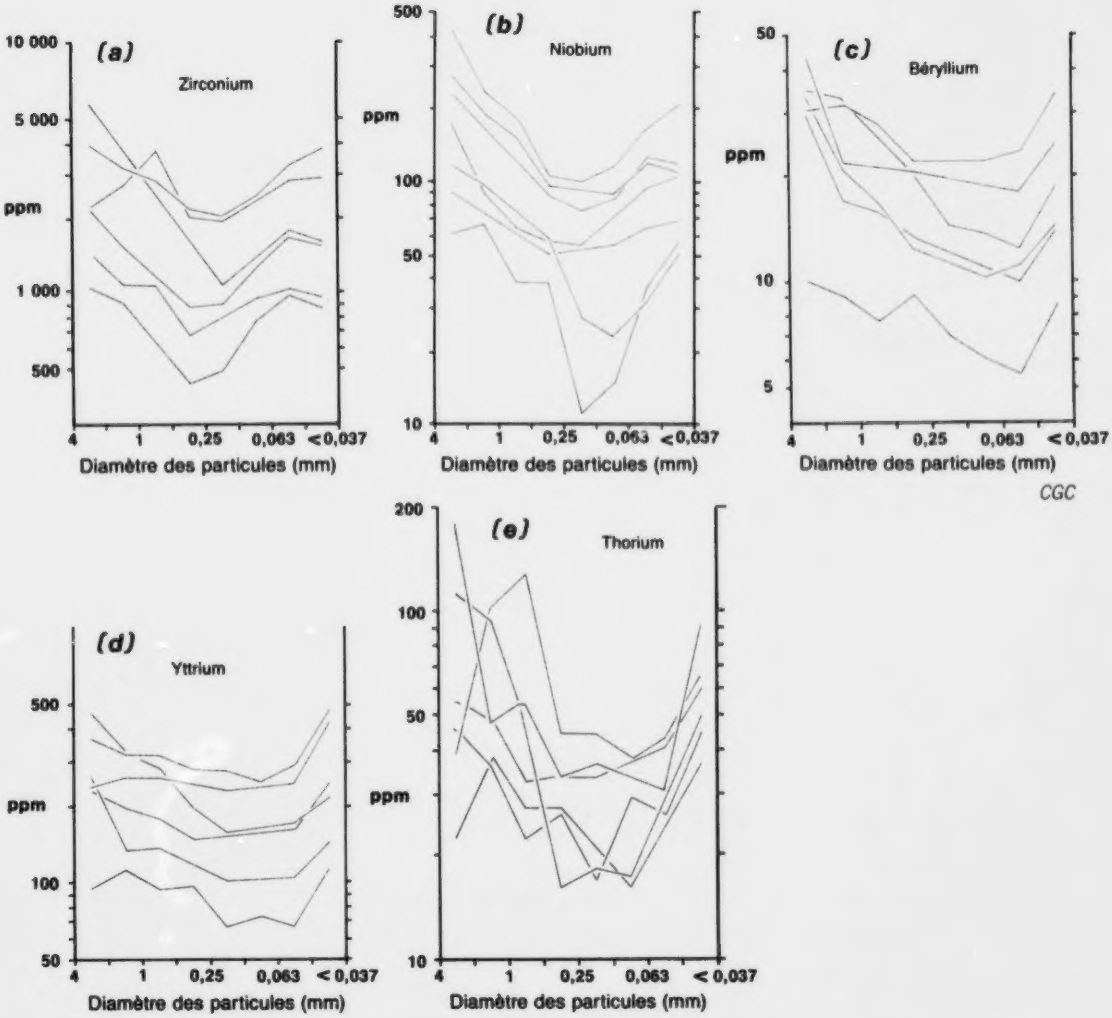
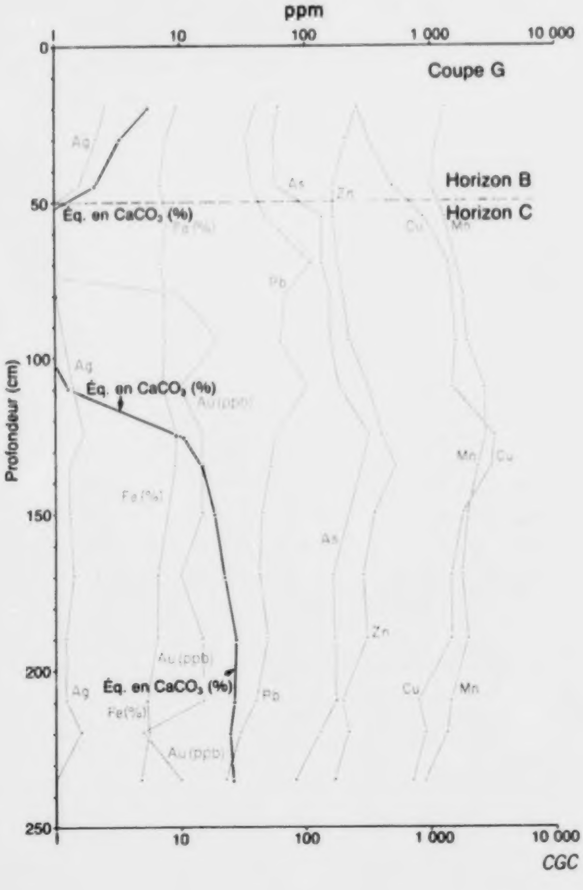


Figure 10-5. Abondance des éléments lithophiles en fonction de la fraction granulométrique analysée de till provenant d'une traînée de dispersion située au lac Brisson (Québec et Terre-Neuve). Les échantillons proviennent de divers sites où les concentrations varient du bruit de fond à l'anomalie.

de la géochimie des horizons B et C de profils pédologiques formés sur du till à l'intérieur d'une traînée de dispersion (fig. 10-6). Dans cet exemple, l'érosion glaciaire d'une occurrence minérale a donné naissance à une traînée de dispersion enrichie en cuivre, en zinc, en argent et en or (DiLabio, 1982b). Le till est riche aussi en carbonates allochtones provenant de roches paléozoïques, situées à 130 km à l'amont glaciaire du site. Les échantillons ont été prélevés sur la bordure (coupe H) et dans la partie plus épaisse (coupe G) d'une longue lentille de till métallifère qui constitue la traînée de dispersion. Cette lentille fait partie d'une couche de till apparemment homogène dont la majeure partie est pauvre en métaux. Dans la coupe H, la traînée de dispersion se limite aux 40 cm supérieurs du profil où apparaissent de fortes concentrations des éléments les moins mobiles du point de vue géochimique, à savoir le plomb, l'arsenic, l'argent et l'or. Par ailleurs, les teneurs en cuivre supérieures au bruit de fond (100 ppm) observées dans les parties plus profondes de l'intervalle s'expliquent par le transport pédogénétique du cuivre au cours du postglaciaire. Dans la coupe G, la traînée de dispersion fait au moins toute l'épaisseur de la coupe (données sur le plomb, l'arsenic, l'argent et l'or); les effets de la pédogenèse ne peuvent être isolés, bien qu'ils doivent être présents.

Types de données et de répertoires

Les données disponibles pour une grande partie du territoire canadien comprennent surtout les concentrations d'éléments traces et accessoires dans les sédiments lacustres et fluviatiles, le till et les eaux de lacs. Dans quelques régions, s'ajoutent des données concernant plus spécifiquement les teneurs en carbonates du till et la lithologie des cailloux du till. Les données relatives aux sédiments lacustres et fluviatiles ont été recueillies en majeure partie dans le cadre du Programme national de reconnaissance géochimique et du Programme de recherche préliminaire de l'uranium, tous deux dirigés par la Commission géologique du Canada. La figure 10-7 donne une idée de l'aire couverte par ces programmes de recherche, incluant ceux effectués par les organismes provinciaux (par ex. Davenport et Butler, 1983; McConnell, 1984). La figure 10-8 indique la couverture de la prospection géochimique du till exécutée par la Commission géologique du Canada et par les organismes provinciaux (par ex. Pawluk et Bayrock, 1969; Stea et Fowler, 1979; Stea, 1981; Stea et Grant, 1982). Le till a également fait l'objet d'un grand nombre d'études détaillées, de sorte que plusieurs échelles d'échantillonage sont disponibles.



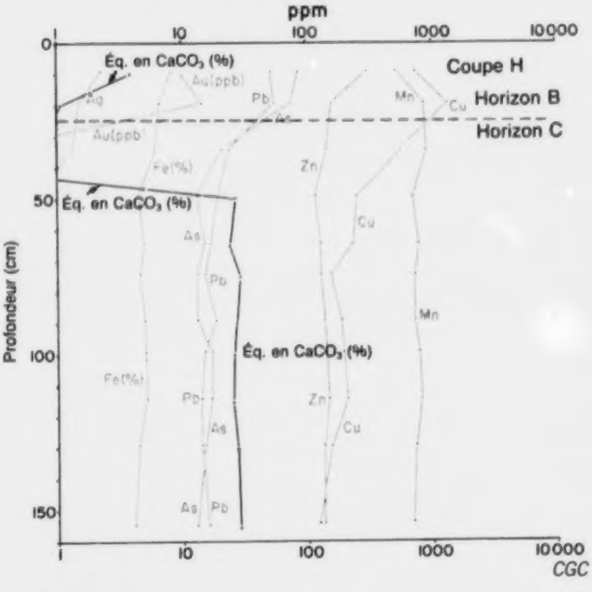


Figure 10-6. Variations de la teneur d'éléments traces dans la fraction < 2 μm des horizons B et C d'un sol formé sur du till à la rivière Onaman, en Ontario (d'après Dilabio, 1982b). La teneur en or et le pourcentage équivalent de $CaCO_3$ ont été mesurés sur la fraction < 63 m. En ordonnée, profondeur sous la surface.

APPLICATIONS DE LA GÉOCHIMIE DES TERRAINS

Applications à l'exploration minérale

Prospection glacio-sédimentaire

La prospection glacio-sédimentaire consiste à exploiter les données disponibles sur la géochimie et la lithologie des sédiments glaciaires (le till surtout) afin d'y repérer des composantes d'intérêt économique et de retracer, vers l'amont glaciaire, les affleurement qui en sont la source. Les premiers travaux au Canada dans ce domaine sont ceux de Dreimanis (1956) et, depuis le début des années 70, la prospection glacio-sédimentaire a connu une expansion importante (Shilts, 1973b, 1976, 1984). Le choix des types d'échantillon, la grille d'échantillonnage, la méthode d'analyse et l'interprétation des données peuvent être influencés, selon l'importance accordée au moment de la conception du programme de prospection géochimique, à la configuration interne théorique des traînées de dispersion (fig. 10-1 et 10-2). Une fois détectée, une traînée de dispersion peut être retracée assez facilement jusqu'à sa source à l'amont glaciaire, puisque dans la plupart des cas, elle s'est formée par simple dispersion clastique.

Il existe des traînées de dispersion glaciaire de toutes les dimensions; certaines atteignent des centaines de kilomètres de longueur, comme la traînée de till riche en carbonates qui s'étend vers le sud de la baie d'Hudson, et la traînée de débris du Groupe de Dubawnt qui s'étend vers l'est de part et d'autre de la partie nord de la baie d'Hudson (fig. 10-9, Shilts et al., 1979). Pour que des traînées de cette taille puissent être circonscrites, il faut d'abord que l'échantillonnage soit effectué à une échelle suffisamment grande, que la composante lithologique caractéristique de la traînée soit présente en quantités appréciables et qu'elle soit distinctive par rapport aux lithologies du substratum de l'aire de dispersion. Ces énormes traînées sont importantes du point de vue de la prospection glacio-sédimentaire, puisque la lithologie allochtone du till peut masquer la lithologie et la géochimie de débris minéralisés d'origine locale. Pour délimiter ces grandes traînées, le till est prélevé à raison d'un échantillon par 100 km^2 environ (échelle de reconnaissance).

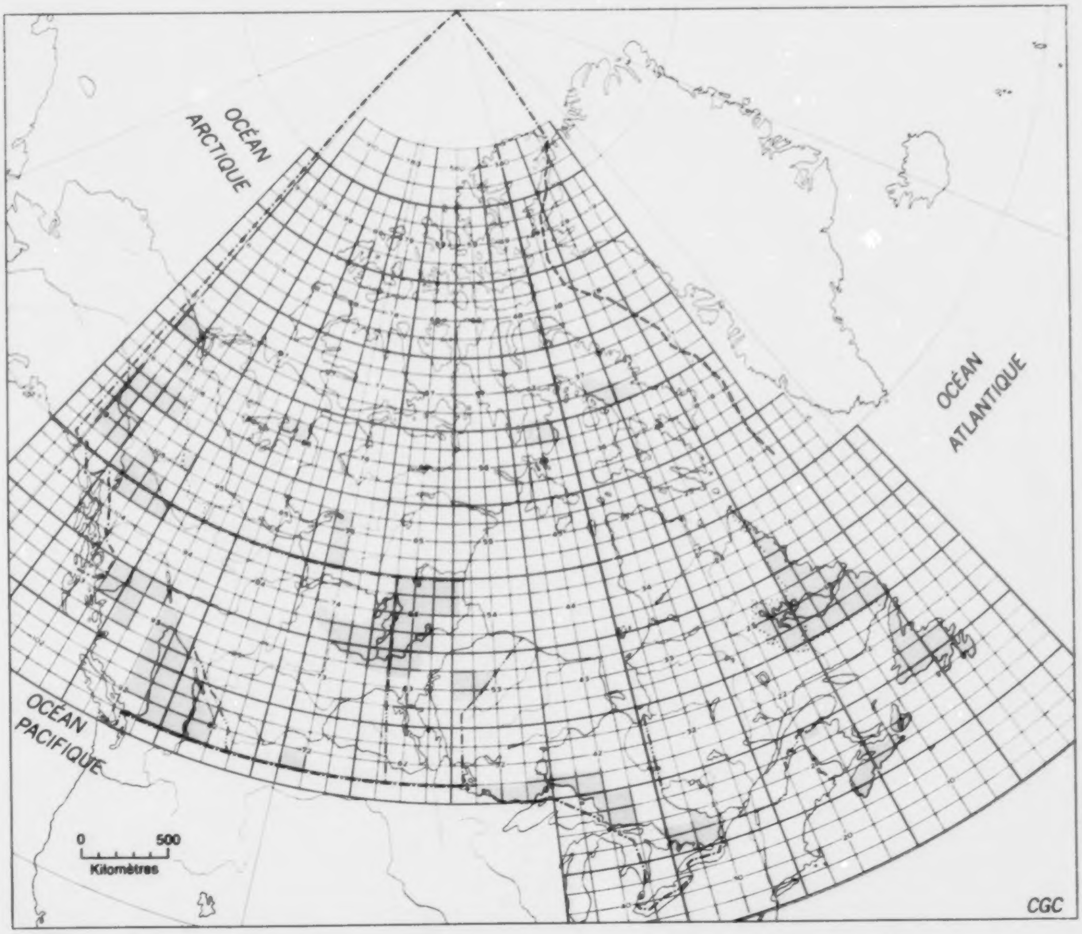


Figure 10-7. Levés géochimiques régionaux exécutés sur des sédiments lacustres selon les normes du Programme national de reconnaissance géochimique (d'après Lund, 1987).

Les traînées de dispersion de plus petite taille dérivées d'unités ou de zones lithologiques caractéristiques ont plus de chances d'être détectées dès le début des campagnes de prospection minérale; une densité d'échantillonnage de l'ordre d'un échantillon au kilomètre carré (échelle locale) permettra généralement de déterminer les parties les plus favorables d'unités lithologiques riches en métaux et, éventuellement, de repérer la queue des traînées de dispersion dérivées de petits gisements minéralisés. Parmi ces traînées de taille intermédiaire figurent celles originant de la zone de Rankin Inlet-Ennadai, district de Keewatin (Ridler et Shilts, 1974), où un échantillonnage local (fig. 10-10) a été effectué pour circonscrire et cartographier la dispersion issue des parties les plus métallifères de la zone. La densité d'échantillonnage utilisée permet de repérer, à l'intérieur des grandes traînées de dispersion vers le sud-est, des secteurs qui devraient être échantillonnés à l'échelle du détail pour vérifier si l'on a simplement affaire à des zones où le bruit de fond des métaux est élevé ou s'il s'agit plutôt de la superposition de plusieurs petites traînées dérivées d'affleurements minéralisés.

Un échantillonnage détaillé (à raison d'un échantillon par hectare environ) est utilisé pour localiser la tête des traînées de dispersion. C'est la densité que l'on utiliserait normalement dans les campagnes de prospection glaciosédimentaire pour remonter jusqu'à la source des traînées de dispersion, ou encore pour étudier des anomalies géophysiques ou des contacts géologiques favorables. Les traînées de dispersion ont des traits communs qui sont mis en évidence dans de nombreux exemples cartographiés à l'échelle du détail (fig. 10-11): contour en forme de ruban ou de flamme, contrastes latéraux abrupts avec le till stérile environnant, et diminution rapide, vers l'aval, des valeurs de la composante caractéristique. À cette échelle d'échantillonnage, la mobilisation postglaciaire des éléments traces dans l'eau souterraine et l'eau du sol peut parfois étendre la traînée de dispersion vers le bas des pentes et en oblitérer partiellement la forme originale, c'est-à-dire celle qui résulte de la dispersion clastique.

La plupart des études portant sur les traînées de dispersion à des fins de prospection ont été effectuées en Fennoscandie et au Canada, et les résultats de plusieurs de ces études sont consignés dans Kvalheim (1967), dans les actes de conférences traitant de prospection en terrain glaciaire (Jones, 1973, 1975; IMM, 1977, 1979, 1984, 1986; Davenport, 1982), dans Nichol et Bjorklund (1973), Bradshaw

Figure 10-8. Levés géochimiques de reconnaissance exécutés sur du till au Canada.

(1975), Shilts (1976, 1984), Minell (1978), Bolviken et Gleeson (1979) et Kauranne (1976). Parmi les traînées de dispersion qui ont été cartographiées au Canada, mentionnons la traînée de minerai de fer de Steep Rock (Dreimanis, 1956), la traînée aurifère de Kirkland Lake (Lee, 1963), la traînée de blocs à sphalérite de George Lake, Saskatchewan, (Karup-Moller et Brummer, 1970), la traînée de roches ultramafiques de Thetford Mines, au Québec (Shilts, 1973a), la traînée de Kidd Creek, en Ontario (Skinner, 1972), celle de Gullbridge, à Terre-Neuve (O'Donnell, 1973), celle de Buchans, également à Terre-Neuve (James et Perkins, 1981), les traînées d'Icon, près de Chibougamau, au Québec (DiLabio, 1981), la traînée des cantons de Currie-Bowman, en Ontario (Thompson, 1979), celle de Mount Pleasant, au Nouveau-Brunswick (Szabo et al., 1975), celle de Bathurst Norsemines (Miller, 1979), celle de Hopetown, en Ontario (Sinclair, 1979; DiLabio et al., 1982), celle de Vixen Lake, en Saskatchewan (Geddes, 1982); celle de Forest Hill, en Nouvelle-Écosse (MacEachern et Stea, 1985), la traînée de barytine de Matachewan, en Ontario (Stewart, 1986), les traînées de Waddy Lake, en Saskatchewan (Sopuck et al., 1986), la traînée de

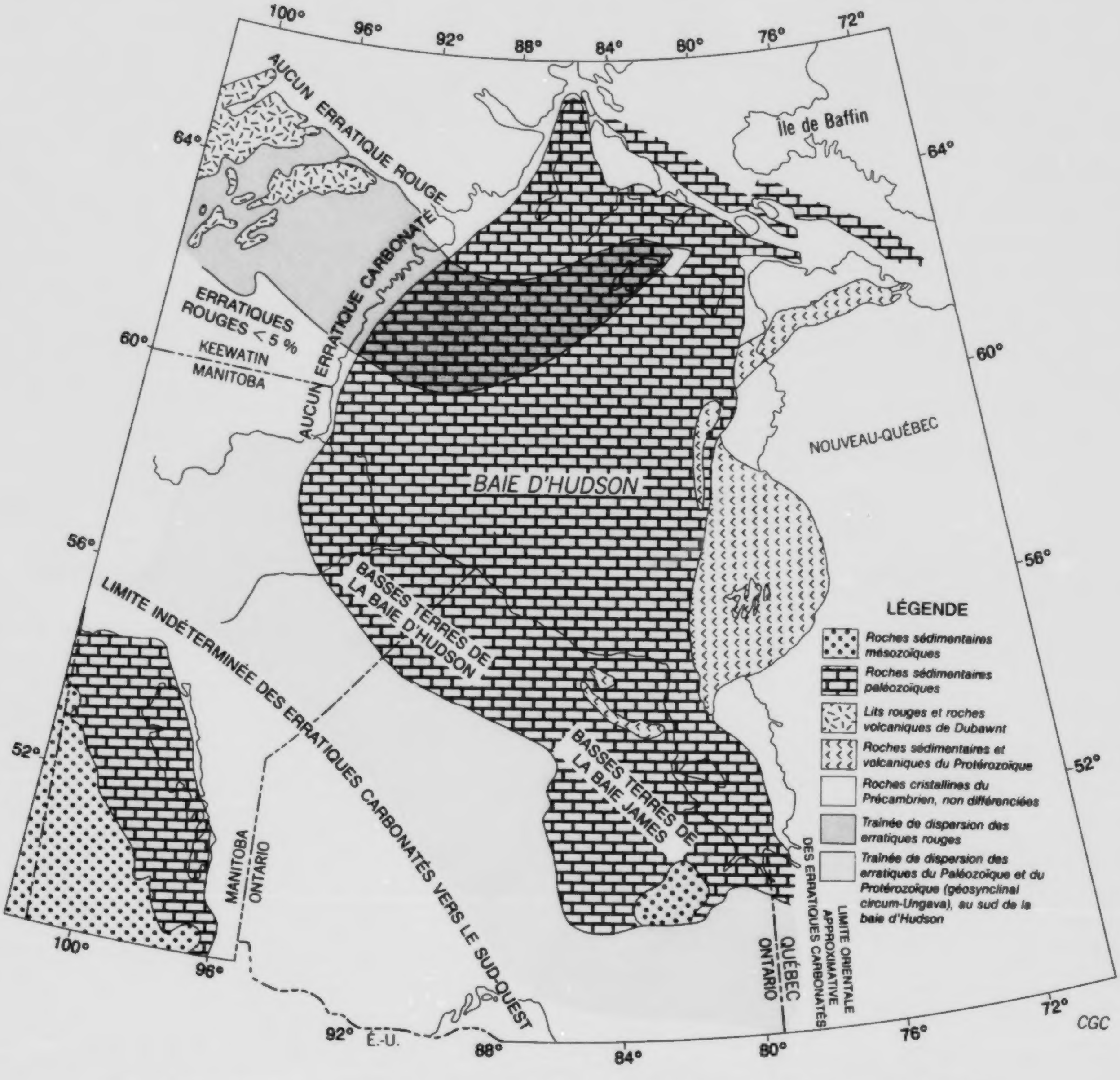
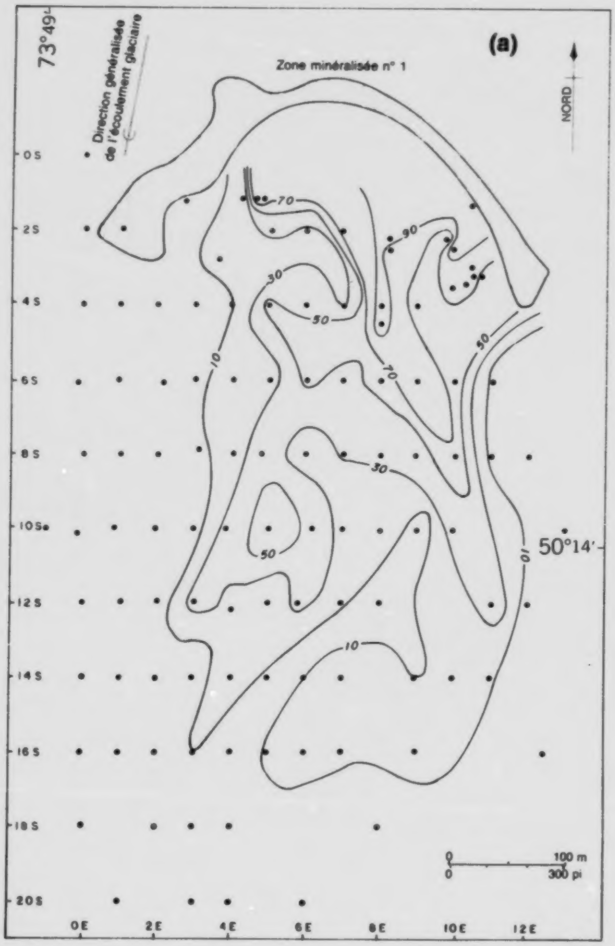


Figure 10-9. Principales traînées de dispersion glaciaire dans la région de la baie d'Hudson (modifié d'après Shilts, 1982; Kaszycki et Dilabio, 1986).

Figure 10-10. Anomalie locale de Zn due à une minéralisation de Cu-Zn, superposée à une anomalie régionale dans le district de Keewatin; carte basée sur l'analyse de plus de 1 000 échantillons de till prélevés selon un quadrillage de 1,6 km sur 1,6 km (d'après Shilts, 1984).

Golden Pond, à Casa-Berardi, au Québec (Sauerbrei et al., 1987), celle d'Owl Creek, près de Timmins, en Ontario (Bird et Coker, 1987) et celle de Sisson Brook, au Nouveau-Brunswick (Snow et Coker, 1987).

Certains types de traînées de dispersion peuvent compliquer l'interprétation des données utilisées en prospection glacio-sédimentaire. Une traînée pauvre en métaux ou « négative », comme celle de la région de Baker Lake, district de Keewatin, décrite par Klassen et Shilts (1977), en constitue un bon exemple (fig. 10-12). Dans ce cas, le glacier a arraché au bassin de Pitz Lake un grand volume de grès quartzeux à ciment kaolinique, pauvre en métaux, et l'a largement dispersé vers le sud-est. Cet apport de débris peu métallifères a eu pour effet de diluer le till, ce qui se traduit par une « dépression » des concentrations d'éléments traces dans la zone de dispersion. Des traînées négatives semblables sont présentes à l'aval glaciaire de régions où le substratum est constitué de roches carbonatées et de grès quartzeux pauvres en métaux, comme les basses terres de la baie d'Hudson (fig. 10-9) et le bassin de l'Athabasca. Les concentrations d'éléments traces, qui devraient être jugées comme « élevées » à l'intérieur d'une



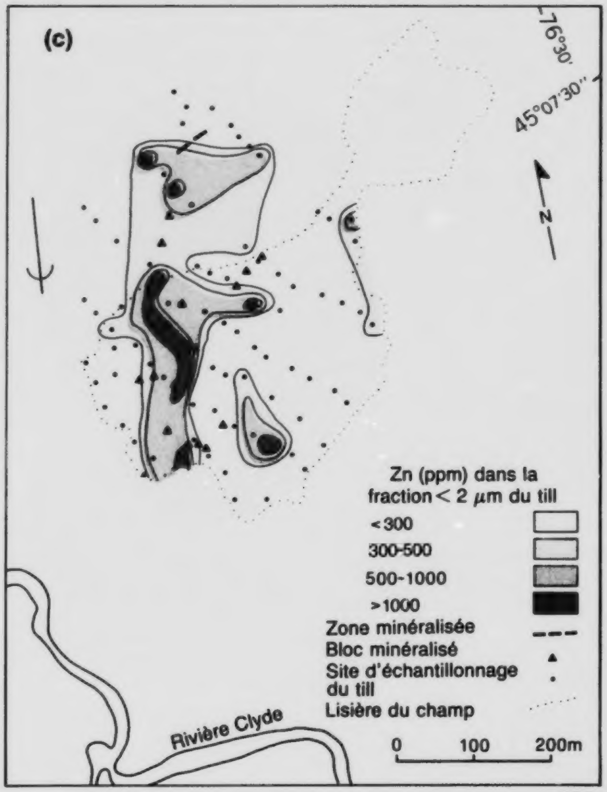
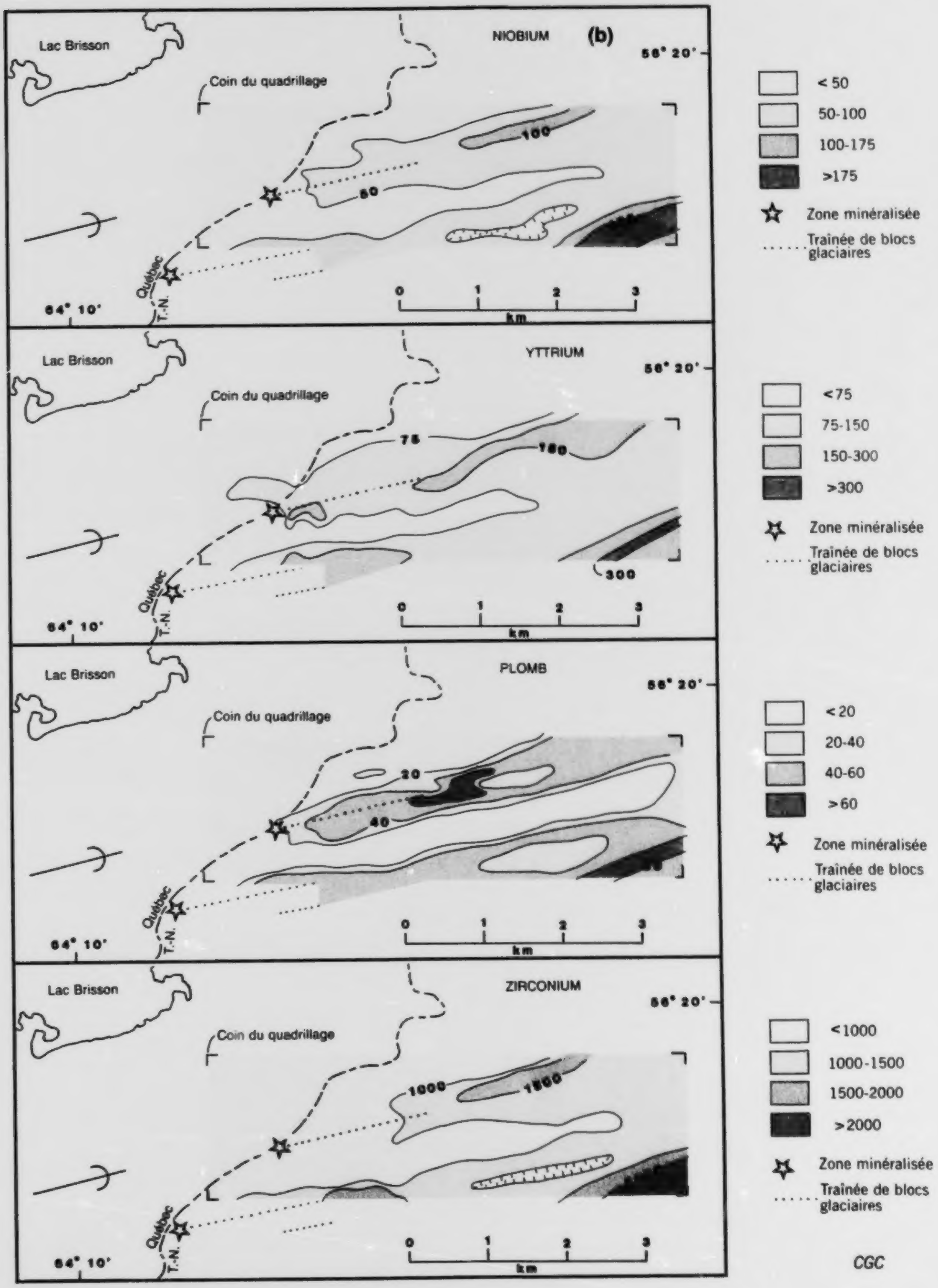


Figure 10-11. Traînées de dispersion glaciaire délimitées à l'aide d'un échantillonnage détaillé du till. Pourcentage de cailloux minéralisés dans le till de a) la traînée d'Icon, près du lac Mistassini, Québec (d'après Dilabio, 1981); b) la traînée du lac Brisson (Québec et Terre-Neuve) et c) la traînée de Hopetown, près de Lanark, en Ontario (d'après Dilabio et al., 1982).


NIOBIUM
(b)
Lac Brisson
Coin du quadrillage
56° 20'
64° 10'
Québec
T.-N.
100
50
0 1 2 3
km
< 50
50-100
100-175
>175
Zone minéralisée
Traînée de blocs glaciaires
YTTRIUM
Lac Brisson
Coin du quadrillage
56° 20'
64° 10'
Québec
T.-N.
75
150
300
0 1 2 3
km
<75
75-150
150-300
>300
Zone minéralisée
Traînée de blocs glaciaires
PLOMB
Lac Brisson
Coin du quadrillage
56° 20'
64° 10'
Québec
T.-N.
20
40
0 1 2 3
km
<20
20-40
40-60
>60
Zone minéralisée
Traînée de blocs glaciaires
ZIRCONIUM
Lac Brisson
Coin du quadrillage
56° 20'
64° 10'
Québec
T.-N.
1000
1500
0 1 2 3
km
<1000
1000-1500
1500-2000
>2000
Zone minéralisée
Traînée de blocs glaciaires
CGC

traînée négative, sont en fait beaucoup plus faibles que des valeurs jugées «élevées» à l'extérieur de ce type de traînée.

Les graviers et les sables des eskers peuvent être considérés comme un résidu grossier et trié du till après que ce dernier ait été lavé de sa boue par les torrents sous-glaciaires et intraglaciaires. Ce sont donc des sédiments de deuxième cycle (les «second derivatives of bedrock» dont parle Shilts, 1976) et, comme Shilts (1973b) l'a montré, ils reflètent la géochimie et la lithologie du till adjacent, auquel cas les roches et minéraux indicateurs ont donc pu subsister au transport dans le système d'eskers (Shilts, 1973b). Comme les eskers sont largement espacés et que les échantillons qui y sont prélevés ne sont représentatifs que de faibles surfaces, leur échantillonnage sera plus efficace, peu importe l'échelle, aux endroits où ils recoupent des structures géologiques favorables. Lee (1965, 1968) a montré comment l'échantillonnage des eskers avait permis de retracer la source de plusieurs roches et minéraux indicateurs dans la région de Kirkland Lake, en Ontario.

Géochimie des sédiments fluviatiles et lacustres

Mise au point en Afrique et dans d'autres régions non englacées (Levinson, 1980), la géochimie des sédiments fluviatiles est apparue au Canada dans les années 50. Les sédiments fluviatiles forment des sédiments de troisième cycle ou tertiaires (l'équivalent des «third derivatives of bedrock» dont parle Shilts, 1976), en ce qu'ils proviennent de divers types de sédiments glaciaires et de matières organiques superficielles et qu'ils ont été altérés lors d'au moins un épisode de transport; l'origine des valeurs anomales y est donc beaucoup plus difficile à identifier que dans le cas du till. L'exploration des sédiments fluviatiles a néanmoins connu certains succès au Canada, notamment dans les régions où les sédiments glaciaires sont minces et où la pente des cours d'eau est suffisamment forte pour entraîner l'érosion du till et de la roche, par exemple en terrain montagneux, où la méthode a été employée autant dans la recherche de gîtes de minéraux stables ou très stables que dans celle de minéraux instables (Bradshaw, 1975).

Quant à la géochimie des sédiments lacustres, elle a été utilisée abondamment pour évaluer de vastes territoires à l'échelle régionale (fig. 10-7) et étudier des anomalies dans certains bassins lacustres. Ce sujet a été approfondi par Coker et al. (1979), dont nous nous sommes d'ailleurs largement inspirés.

L'application de la géochimie des sédiments lacustres à la prospection minérale remonte à la fin des années 60. Depuis, la méthode n'a pas cessé d'être utilisée, en particulier dans le Bouclier canadien, mais aussi dans la Cordillère et les Appalaches. Le succès de cette méthode tient à deux facteurs. D'une part, les sédiments lacustres permettent de déceler la présence d'une zone minéralisée à proximité. D'autre part, les sédiments fins du centre des lacs constituent un milieu homogène que l'on peut échantillonner à peu de frais au moyen d'un carottier à gravité ou d'une benne manoeuvrée à bord d'un bateau ou d'un hélicoptère.

Dans la forêt boréale à faible relief, typique de la partie sud du Bouclier canadien, les eaux et sédiments lacustres contiennent des matières organiques dont les interactions avec les ions métalliques déterminent finalement les concentrations des éléments traces métalliques dans les sédiments. Les métaux parviennent jusqu'aux lacs en solution dans les eaux de surface et souterraines et, dans une moindre mesure, sous forme de grains minéraux détritiques. La présence de matière organique dissoute peut augmenter à divers degrés la mobilité des éléments traces en formant des complexes mobiles, ou, au contraire, la diminuer par précipitation directe de sulfures ou de complexes organiques insolubles, selon la géochimie de l'eau. Les terrains marécageux à l'intérieur du bassin hydrographique peuvent adsorber des éléments traces, en les confinant dans les limites du lac. Par contre, dans la toundra ou en milieu alpin, les lacs sont alimentés par les eaux de fonte de la neige, très pauvres en matière organique. Ici, l'interaction eau-sédiment est surtout caractérisée par l'adsorption de métaux directement sur les argiles, la poussière de roche et les oxydes métalliques hydratés, de même que par la dissolution des grains minéraux détritiques.

Les sédiments lacustres ont une stratigraphie similaire dans la plupart des types de lacs au Canada. Sur des sédiments détritiques tardiglaciaires, pauvres en matière organique, repose une strate de sédiments gélatineux (gyttja) accumulés depuis la déglaciation et renfermant une quantité variable de matière organique. Ce gyttja est invariablement présent au centre des lacs dans la zone forestière boréale, où il atteint ses plus fortes épaisseurs et teneurs en matière organique, et dans les Appalaches; il est également présent au centre de la plupart des lacs dans la zone de toundra, où il est relativement mince, peu étendu et discontinu, et dans la zone alpine.

La plupart des éléments traces métalliques présentent des teneurs élevées dans les sédiments organiques actuels, probablement à cause de la force des liaisons unissant les métaux aux matières organiques, mais aussi parce que les sédiments organiques ont une plus grande capacité d'échange que les sédiments inorganiques détritiques. C'est pourquoi les concentrations les plus fortes et les plus uniformes en éléments traces métalliques sont observées dans les sédiments organiques actuels occupant le bassin central le plus profond de la plupart des lacs.

La densité d'échantillonnage utilisée dans une campagne de prospection dépend de la nature et des objectifs des levés à exécuter, de la mobilité des éléments traces dans l'environnement de surface et de leur répartition dans les roches. À l'échelle régionale (1 échantillon par 10-20 km^2), les différences les plus évidentes du substratum rocheux peuvent être discernées, et les tendances régionales, nettement distinguées, illustrant souvent les associations entre les éléments. Cette prospection préliminaire peut être suivie d'un levé détaillé (un échantillon par kilomètre carré ou plusieurs par lac) près des affluents et sur la périphérie du lac, méthode qui a déjà permis de circonscrire des zones minéralisées pouvant présenter un intérêt économique.

L'interprétation des concentrations d'éléments traces métalliques dans les sédiments lacustres nécessite normalement que différentes valeurs soient attribuées au bruit de fond et aux anomalies géochimiques sur de grandes régions où la lithologie du substratum rocheux et des sédiments glaciaires est relativement distincte. Aussi, Coker et Dunn (1983) ont-ils adopté deux séries distinctes de valeurs pour les concentrations du bruit de fond et les concentrations anomales dans les sédiments lacustres du bassin de l'Athabasca, où les roches du Groupe d'Athabasca

et les sédiments glaciaires qui en proviennent sont appauvris en certains éléments (U, par exemple) et enrichis en d'autres (As, par exemple) comparativement aux roches du socle et aux sédiments glaciaires qui ceinturent le bassin.

Géochimie des tourbes

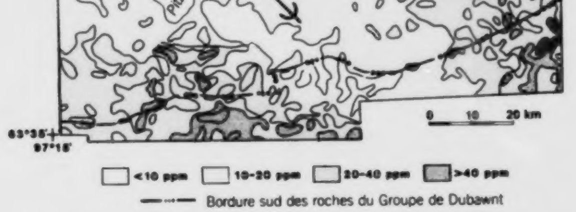
La géochimie des tourbes a été employée dans plusieurs programmes d'exploration, généralement à l'échelle du détail sur de petites propriétés où des tourbières recouvrent un terrain favorable à la minéralisation (Gunton et Nichol, 1974; Boyle, 1977; DiLabio et Coker, 1982). En raison de coûts élevés, les tourbes ne font généralement pas l'objet de programmes d'échantillonnage régional. Les tourbières sont particulièrement abondantes dans la forêt boréale, où elles recouvrent des unités lithologiques en dépression, des terres basses séparant des collines de sédiments glaciaires, ou encore de grandes plaines mal drainées et tapissées de sédiments fins triés. Ce dernier type de tourbière n'est presque jamais échantillonné parce que la tourbe est rarement en contact avec le till ou la roche.

L'échantillonnage géochimique de la tourbe est fondé sur la propriété bien connue qu'a ce matériau d'absorber de grandes quantités de métaux provenant des eaux de surface et des eaux souterraines. D'après les recherches exécutées en Europe et au Canada (Szalay, 1964; Usik, 1969; Eriksson, 1973, 1976; Tanskanen, 1976; Larsson, 1976), la tourbe a une capacité d'échange de cations telle qu'elle peut absorber des métaux jusqu'à des concentrations pouvant atteindre quelques points de pourcentage (Boyle, 1977; DiLabio et Coker, 1982). Les échantillons prélevés à la base et en périphérie des tourbières, les plus riches en métaux, permettent de déceler le till ou la roche métallifères sous la tourbière et en amont.

Application à la géologie de l'environnement

Depuis un certain temps, les données géochimiques et lithologiques des sédiments glaciaires et postglaciaires servent à estimer la sensibilité du terrain aux précipitations acides et à reconnaître les zones naturellement enrichies en éléments traces nocifs. S'appuyant sur l'information géochimique disponible au sujet des sédiments et des eaux de lacs dans une vaste zone en bordure de la rive nord du lac Supérieur, Coker et Shilts (1979) ont montré comment des données recueillies dans le but d'évaluer les ressources minérales, d'assister la cartographie géologique et d'établir des tendances géochimiques régionales pouvaient aussi servir à déceler certains problèmes environnementaux existants ou éventuels. Ces derniers affirment que « connaissant les zones au nord du lac Supérieur où les concentrations de F, Hg et As sont naturellement élevées dans les lacs (et fort probablement aussi dans les sols et les morts-terrains qui leur sont associés), il est possible de reconnaître les zones où ces substances toxiques pourraient devenir dangereuses dans l'hypothèse d'une acidité accrue. L'arsenic et le mercure présents dans les sédiments lacustres et les sols adjacents sont probablement [...] en équilibre relatif avec leur milieu naturel. Or, une diminution appréciable du pH du sol ou de l'eau serait susceptible de renverser cet équilibre naturel et risquerait de libérer sous forme potentiellement nocive ces métaux ainsi que d'autres dans les rivières, les lacs et les eaux souterraines, au détriment de la faune et de la flore terrestres et aquatiques qui pourraient éventuellement les assimiler (p. 12, traduction) ». En examinant les volumineux répertoires de données qui existent actuellement, comme celui constitué dans le cadre du Programme national de reconnaissance géochimique (Commission géologique du Canada, 1983), il est possible de cerner d'autres problèmes que pourraient poser de fortes concentrations naturelles en métaux toxiques.

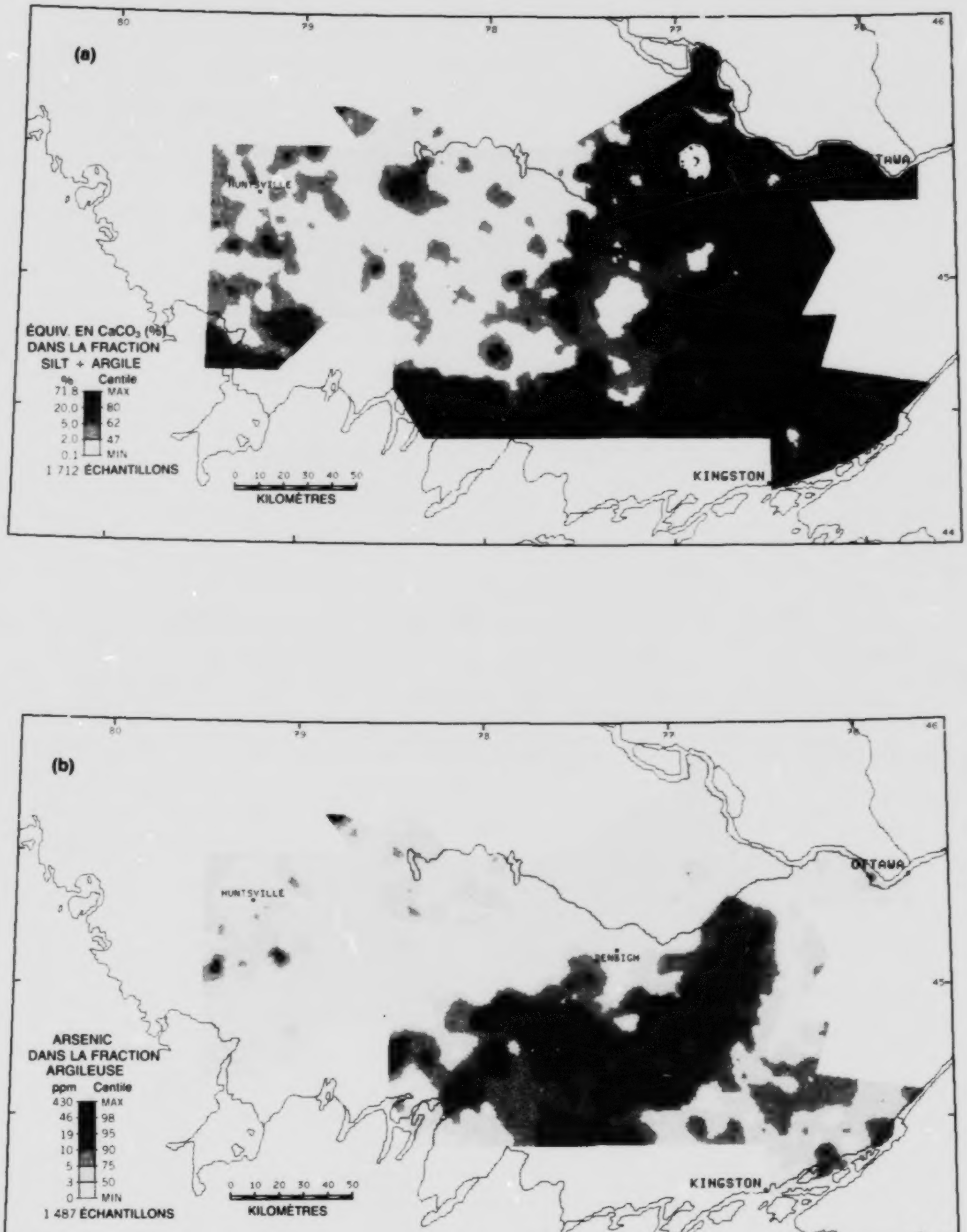
Dans le but de circonscrire les zones qui pourraient être sujettes aux effets délétères des précipitations acides, Kettles et Shilts (1987) ont échantillonné le till et d'autres sédiments glaciaires dans une zone de 15 000 km^2 couvrant l'arche de Frontenac, dans le sud-est de l'Ontario. Cette région est comprise dans la zone soumise au panache de pluies acides du nord-est du continent. L'économie de cette région repose en partie sur l'exploitation forestière, la pêche sportive et le tourisme et se ressentirait vivement d'une détérioration du milieu naturel. La figure 10-13a montre que les carbonates présents dans le till, dérivés des calcaires paléozoïques et de marbres protérozoïques, sont dispersés sur le substratum cristallin de l'arche de Frontenac, où les carbonates sont essentiellement absents. Dans cette région, les carbonates du till sont la principale composante capable de tamponner l'acide. Le till calcaire déborde très largement de la plate-forme carbonatée, ce qui indique à quel point il est difficile d'estimer les limites du territoire ayant des propriétés neutralisantes sans tenir compte de l'extension des matériaux superficiels touchés par le transport glaciaire. La figure 10-13b montre la teneur en arsenic dans les échantillons; d'autres éléments potentiellement nocifs, dont le plomb, le chrome, le cadmium et le mercure, ont également été cartographiés dans le cadre de cette étude (les données sont présentées dans Kettles et Shilts, 1983). Les concentrations anomales d'arsenic suivent la zone métasédimentaire du Grenville dans la partie est de l'arche de Frontenac, et sont également présentes sur la bordure sud de la zone d'affleurement du socle précambrien. Ces anomalies indiquent les zones où l'arsenic pourrait être remobilisé dans les eaux de surface ou souterraines si jamais les précipitations acides devaient augmenter l'acidité du sol. Ces concentrations anomales de l'arsenic ont aussi leur utilité en prospection minérale, car elles permettent de circonscrire les zones de minéralisations aurifères connues ou encore les terrains susceptibles de contenir ces minéralisations.



CUIVRE DANS LE TILL (fraction < 2 μm) — lac Baker

CGC

Figure 10-12. Anomalie négative de Cu près du lac Baker, district de Keewatin, établie d'après l'analyse de plus de 2 500 échantillons de till prélevés selon un quadrillage de 1,6 km sur 1,6 km (d'après Klassen et Shilts, 1977).



CGC

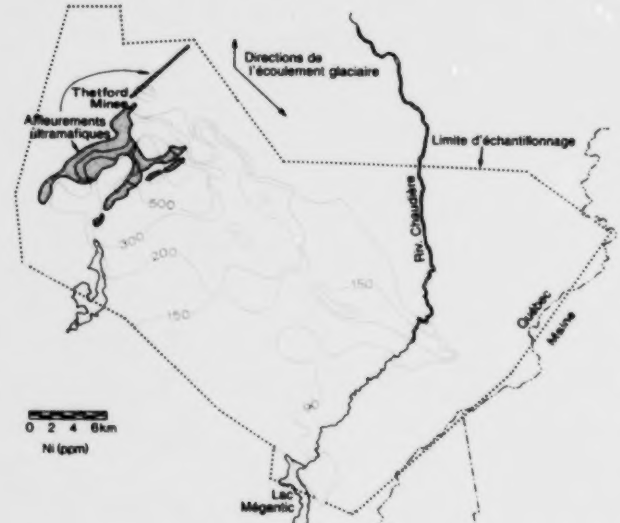
Figure 10-13. Teneurs en a) carbonate et b) arsenic du till dans la région de l'arche de Frontenac, dans le sud-est de l'Ontario (d'après Kettles et Shilts, 1987).

Les données géochimiques servent également en géomédecine et en agriculture, notamment pour repérer les régions naturellement enrichies ou appauvries en éléments traces nocifs ou en micronutriments essentiels (Bolviken et al., 1980). En résumé, les données géochimiques disponibles au sujet des sédiments en surface ont de nombreuses applications, dont plusieurs n'avaient d'ailleurs pas été prévues lors de l'élaboration des programmes d'échantillonnage.

Application à la géologie du Quaternaire

Dans une autre de ses applications, la géochimie des sédiments glaciaires est mise à contribution pour résoudre des problèmes de géologie du Quaternaire; elle s'avère souvent très utile pour déterminer les directions de l'écoulement glaciaire et la provenance des sédiments ou pour différencier des unités stratigraphiques. L'utilité de la méthode est sous-tendue par les principes de la dispersion glaciaire et les configurations théoriques des traînées de dispersion.

Les directions d'écoulement révélées par l'observation des stries glaciaires ne concordent pas toujours avec les directions les plus significatives mises en évidence par le transport des sédiments glaciaires. On a observé en plusieurs endroits que le till avait été déposé par des glaces s'écoulant dans une direction différente de celle indiquée par les stries les plus récentes. Rencz et Shilts (1980) ont montré qu'un changement tardiglaciaire de la direction d'écoulement glaciaire dans la vallée du Saint-Laurent, mis en évidence par la présence de stries vers le nord sur



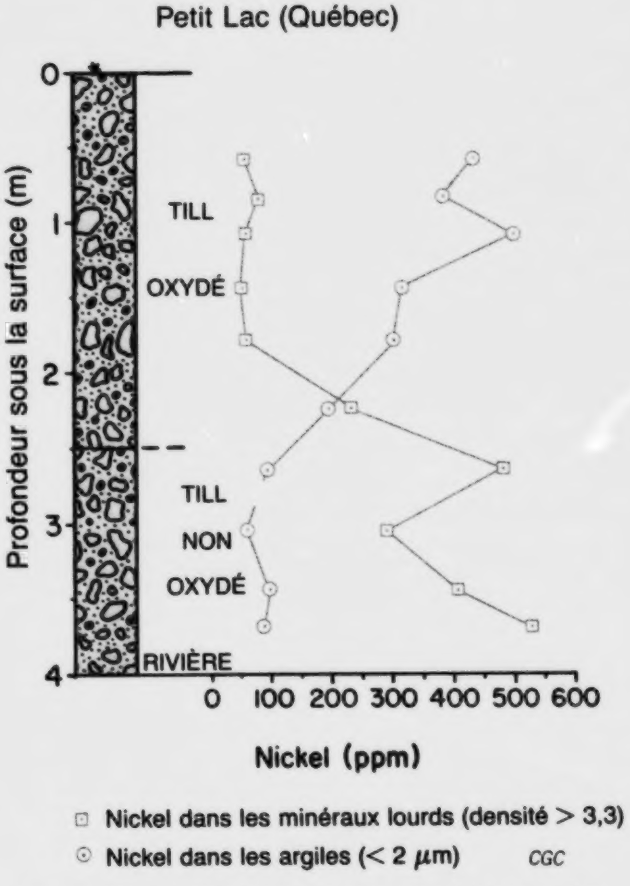


Figure 10-14. a) Dispersion du Ni et du Cr dans la fraction < 63 μm du till de la région de Thetford Mines (Québec), établie d'après l'analyse d'environ 800 échantillons prélevés dans le périmètre indiqué. b) Nickel dans les fractions argile et minéraux lourds du till à la coupe du Petit Lac, Québec (d'après Rencz et Shilts, 1980).

un vaste territoire, n'avait entraîné qu'un transport glaciaire minimal vers le nord (fig. 10-14a). La traînée de dispersion de till riche en chrome et en nickel qui s'étend au sud-est des affleurements ultrabasiques indique que le till a été essentiellement déposé par des glaces s'écoulant vers le sud-est. À en juger par la distortion vers le nord des isolignes de concentration d'éléments traces sur le flanc nord-est de la traînée, il semblerait que les débris glaciaires déjà en mouvement vers le sud-est aient subi un changement de direction mineur vers le nord (fig. 10-14a). Ce phénomène apparaît également dans les variations verticales de la teneur en chrome et en nickel de la partie supérieure du till dans la petite zone où il y a une distortion de la traînée vers le nord. Une séquence stratigraphique montrant une couche de till riche en éléments ultrabasiques surmontant le till régional « normal » pourrait être interprétée comme une séquence à deux tills, mais cette interprétation peut être corrigée à la lumière du changement de direction des débris ultrabasiques (fig. 10-14b). Veillette (1983) a lui aussi observé un transport glaciaire sur une courte distance qu'il a associé à un changement tardiglaciaire de la direction d'écoulement dans la région du lac Témiscamingue, en Ontario et au Québec. À partir de données lithologiques, il a montré que la direction dominante du transport glaciaire mis en évidence dans le till correspond à un ensemble de stries plus anciennes et non pas aux stries les plus récentes de la région. Ainsi, non seulement une hiérarchisation des directions de transport glaciaire s'impose-t-elle pour reconstituer l'histoire glaciaire d'une région, mais elle influence aussi l'exploration minérale en facilitant la recherche et l'origine des anomalies géochimiques observées dans le till.

Les renseignements sur la provenance des tills par le biais de la géochimie ont contribué à l'interprétation de l'histoire glaciaire de grandes régions au centre des Territoires du Nord-Ouest, lesquelles ont été cartographiées et échantillonnées à grande échelle depuis 1970. À l'aide de cartes géochimiques du till, Shilts et Cunningham (1977) ont pu circonscrire l'interprétation des directions de l'écoulement glaciaire au cours de la dernière glaciation, dans le sud du district de Keewatin. S'appuyant sur des données semblables, Dyke (1984) a pour sa part interprété les directions d'écoulement glaciaire dans la presqu'île Boothia (voir aussi Dyke et Dredge, 1989).

Dans le domaine de la sédimentologie glaciaire, des données géochimiques détaillées ont mis en évidence de subtiles variations verticales et latérales dans une coupe de till apparemment homogène (Shilts, 1978). D'où l'hypothèse que, dans certaines situations, une couche de till peut être constituée de plusieurs niveaux de composition distincte, chacun s'étant déposé presque sans mélange avec les niveaux sous-jacents. DiLabio et Shilts (1979) ont observé une nette zonation de la composition de la charge sédimentaire des glaciers actuels, ce qui leur fait supposer que ces niveaux, pour peu qu'ils subsistent à l'homogénéisation post-sédimentaire, produiraient un till constitué de minces couches de composition géochimique distincte.

Les chercheurs ont également exploité les données géochimiques pour caractériser les tills dans un contexte stratigraphique complexe. Certains (May et Dreimanis, 1973; Shilts, 1976) ont montré que la teneur en éléments traces des fractions fines du till peut mettre en évidence des provenances légèrement différentes dans le cas de séquences de till similaires présentes dans les bassins des Grands Lacs et du Saint-Laurent. Ces données viennent s'ajouter à celles déjà disponibles sur la lithologie des cailloux, la texture et la teneur en carbonates du till, de même que sur la minéralogie des sables et des argiles (Shilts, 1980, 1981; Vincent, 1983; Dyke, 1984).

REMERCIEMENTS

Ce texte a grandement bénéficié des commentaires des chercheurs suivants: W.B. Coker, E.M. Cameron, R.J. Fulton, J.B. Bird et W.H. Mathews.

BIBLIOGRAPHIE

Bird, D.J. and Coker, W.B.
1987: Quaternary stratigraphy and geochemistry at the Owl Creek gold mine, Timmins, Ontario, Canada; Journal of Geochemical Exploration, v. 28, p. 267-284.

Bolviken, B. and Gleeson, C.F.
1979: Focus on the use of soils for geochemical exploration in glaciated terrane; in Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores; P.J. Hood (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 31, p. 295-326.

Bolviken, B., Ek, J., and Kuusisto, E.
1980: Geochemical data, a basis for geomedical studies; in Geomedical Aspects in Present and Future Research; J. Lag (ed.); Norwegian Academy of Science and Letters, Universitetsforlaget, Oslo, p. 21-33.

Boyle, R.W.
1977: Cupriferous bogs in the Sackville area, New Brunswick, Canada; Journal of Geochemical Exploration, v. 8, p. 495-527.

Bradshaw, P.M.D. (compiler and editor)
1975: Conceptual models in exploration geochemistry — The Canadian Cordillera and Canadian Shield; Journal of Geochemical Exploration, v. 4, p. 1-213.

Coker, W.B., Hornbrook, E.H.W., and Cameron, E.M.
1979: Lake sediment geochemistry applied to mineral exploration; in Geophysics and Geochemistry in the Search for Metallic Ores; P.J. Hood (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 31, p. 435-478.

Coker, W.B. and Shilts, W.W.
1979: Lacustrine geochemistry around the north shore of Lake Superior: implications for evaluation of the effects of acid precipitation; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 79-1C, p. 1-15.

Coker, W.B. and Dunn, C.E.
1983: Lake water and lake sediment geochemistry, NEA/IAEA Athabasca Test Area; in Uranium Exploration in Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada, E.M. Cameron (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 82-11, p. 117-125.

Davenport, P.H. (editor)
1982: Prospecting in Areas of Glaciated Terrain — 1982; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, 339 p.

Davenport, P.H. and Butler, A.J.
1983: Regional Geochemical Surveys; in Current Research, Newfoundland and Labrador Department of Mines and Energy, Paper 83-1, p. 121-125.

DiLabio, R.N.W.
1981: Glacial dispersal of rocks and minerals in the Lac Mistassini — Lac Waconichi area, Quebec, with special reference to the Icon dispersal train; Geological Survey of Canada, Bulletin 323, 46 p.
1982a: Gold and tungsten abundance vs. grain size in till at Waverley, Nova Scotia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 57-62.
1982b: Drift prospecting near gold occurrences at Onaman River, Ontario and Oldham, Nova Scotia; in Geology of Canadian Gold Deposits; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 24, p. 261-266.
1985: Grain size distribution of gold in weathered and unweathered till; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 117-122.

DiLabio, R.N.W. and Coker, W.B.
1982: Geochemistry of peat associated with uraniferous bedrock in the Kasmere Lake area, Manitoba; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain — 1982, P.H. Davenport (ed.); Canadian Institute of Mining and Metallurgy, p. 179-194.

DiLabio, R.N.W. and Shilts, W.W.
1979: Composition and dispersal of debris by modern glaciers, Bylot Island, Canada; in Moraines and Varves, C. Schluchter (ed.); A.A. Balkema, Rotterdam, p. 145-155.

DiLabio, R.N.W., Rencz, A.N., and Egginton, P.A.
1982: Biogeochemical expression of a classic dispersal train of metalliferous till near Hopetown, Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2297-2305.

Dreimanis, A.
1956: Steep Rock iron ore boulder train; Geological Association of Canada, Proceedings, Part 1, p. 27-70.

Dyke, A.S.
1984: Quaternary geology of Boothia Peninsula and northern District of Keewatin, central Canadian Arctic; Geological Survey of Canada, Memoir 407, 26 p.

Dyke, A.S. and Dredge, L.A.
1989: Quaternary geology of the northwestern Canadian Shield; in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Eriksson, K.
1973: Prospecting in an area of central Sweden; in Prospecting in Areas of Glacial Terrain, M.J. Jones (ed.); Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 83-86.
1976: Regional prospecting by the use of peat sampling; Journal of Geochemical Exploration, v. 5, p. 387-388.

Geddes, R.S.
1982: The Vixen Lake indicator train, northern Saskatchewan; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain — 1982, P.H. Davenport (ed.); Canadian Institute of Mining and Metallurgy, p. 264-283.

Geddes, R.S. and Kristjansson, F.J.
1986: Quaternary geology of the Hemlo area: constraints on mineral exploration; Canadian Geology Journal of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy, v. 1, no. 1, p. 5-8.

Gunton, J.E. and Nichol, I.
1974: Delineation and interpretation of metal dispersion patterns related to mineralization in the Whipsaw Creek area; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, v. 67, no. 741, p. 66-75.

IMM (Institution of Mining and Metallurgy)
1977: Prospecting in Areas of Glaciated Terrain 1977; Institution of Mining and Metallurgy, London, 140 p.
1979: Prospecting in Areas of Glaciated Terrain 1979; Institution of Mining and Metallurgy, London, 110 p.
1984: Prospecting in Areas of Glaciated Terrain 1984; Institution of Mining and Metallurgy, London, 232 p.
1986: Prospecting in Areas of Glaciated Terrain 1986; Institution of Mining and Metallurgy, London, 269 p.

James, L.D. and Perkins, E.W.
1981: Glacial dispersion from sulphide mineralization, Buchans area, Newfoundland; in The Buchans Orebodies: Fifty Years of Geology and Mining, E.A. Swanson, D.F. Strong, and J.G. Thurlow (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 22, p. 269-283.

Jones, M.J. (editor)
1973: Prospecting in Areas of Glacial Terrain; Institution of Mining and Metallurgy, London, 138 p.
1975: Prospecting in Areas of Glacial Terrain 1975; Institution of Mining and Metallurgy, London, 154 p.

Karup-Moller, S. and Brummer, J.J.
1970: The George Lake zinc deposit, Wollaston Lake area, Saskatchewan; Economic Geology, v. 65, p. 862-874.

Kaszycki, C.A. and DiLabio, R.N.W.
1986: Surficial geology and till geochemistry, Lynn Lake-Leaf Rapids region, Manitoba; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 245-256.

Kauranne, L.K.
1976: Conceptual models in exploration geochemistry, Norden, 1975; Journal of Geochemical Exploration, v. 5, p. 173-420.

Kettles, I. and Shilts, W.W.
1983: Reconnaissance geochemical data for till and other surficial sediments, Frontenac Arch and surrounding areas, Ontario; Geological Survey of Canada, Open File 947.
1987: Tills of the Ottawa region; in Quaternary geology of the Ottawa region, Ontario and Quebec, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 86-23.

Klassen, R.A. and Shilts, W.W.
1977: Glacial dispersal of uranium in the District of Keewatin, Canada; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain 1977; Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 80-88.

Kvalheim, A. (editor)
1967: Geochemical Prospecting in Fennoscandia; Interscience, New York, 350 p.

Larsson, J.O.
1976: Organic stream sediments in regional geochemical prospecting, Precambrian Pajala district, Sweden; Journal of Geochemical Exploration, v. 6, p. 233-249.

Lee, H.A.
1963: Glacial fans in till from the Kirkland Lake fault: a method of gold exploration; Geological Survey of Canada, Paper 63-45, 36 p.
1965: 1. Investigations of eskers for mineral exploration; 2. Buried valleys near Kirkland Lake, Ontario; Geological Survey of Canada, Paper 65-14, 20 p.
1968: An Ontario kimberlite occurrence discovered by application of the glaciofocus method to a study of the Munro esker; Geological Survey of Canada, Paper 68-7, 3 p.

Levinson, A.A.
1980: Introduction to Exploration Geochemistry (second edition); Applied Publishing, Wilmette, Illinois, 924 p.

Lund, N.G.
1987: Index to National Geochemical Reconnaissance Surveys, 1973-1986; Geological Survey of Canada, Map 1661A.*

MacEachern, I.J. and Stea, R.R.
1985: The dispersal of gold and related elements in tills and soils at the Forest Hill gold district, Guysborough County, Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Paper 85-18, 31 p.

May, R.W. and Dreimanis, A.
1973: Differentiation of glacial tills in southern Ontario, Canada, based on their Cu, Zn, Cr, and Ni geochemistry; in The Wisconsinan Stage, R.F. Black, R.P. Goldthwait, and H.B. Willman (ed.); Geological Society of America, Memoir 136, p. 221-228.

McConnell, J.
1984: Reconnaissance and detailed geochemical surveys for base metals in Labrador; Newfoundland and Labrador Department of Mines and Energy, Report 84-2, 114 p.

Miller, J.K.
1979: Geochemical dispersion over massive sulphides within the continuous permafrost zone, Bathurst Norsemines, Canada; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain 1979; Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 101-109.

Minell, H.
1978: Glaciological interpretations of boulder trains for the purpose of prospecting in till; Sveriges Geologiska Undersokning, Serie C, no. 743, 51 p.

Nichol, I.
1986: Geochemical exploration for gold deposits in areas of glaciated overburden: problems and new developments; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain 1986; Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 7-16.

Nichol, I. and Bjorklund, A.
1973: Glacial geology as a key to geochemical exploration in areas of glacial overburden with particular reference to Canada; Journal of Geochemical Exploration, v. 2, 133-170.

O'Donnell, N.D.
1973: Glacial indicator trains near Gullbridge, Newfoundland; unpublished MSc thesis, University of Western Ontario, London, Ontario, 259 p.

Pawluk, S. and Bayrock, L.A.
1969: Some characteristics and physical properties of Alberta tills; Research Council of Alberta, Bulletin 26, 72 p.

Rencz, A.N. and Shilts, W.W.
1980: Nickel in soils and vegetation of glaciated terrains; in Nickel in the Environment, J.O. Nriagu (ed.); John Wiley and Sons, p. 151-188.

Ridler, R.H. and Shilts, W.W.
1974: Exploration for Archean polymetallic sulphide deposits in permafrost terrains: an integrated geological/geochemical technique, Kaminak Lake area, District of Keewatin; Geological Survey of Canada, Paper 73-34, 33 p.

Sauerbrei, J.A., Pattison, E.F., and Averill, S.A.
1987: Till sampling in the Casa-Berardi area, Quebec, a case history in orientation and discovery; Journal of Geochemical Exploration, v. 28, p. 297-314.

Shelp, G.S. and Nichol, I.
1987: Dispersion of gold in glacial till associated with gold mineralization in the Canadian Shield; Journal of Geochemical Exploration, v. 28, p. 315-336.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Shilts, W.W.
1973a: Glacial dispersal of rocks, minerals, and trace elements in Wisconsinan till, southeastern Quebec, Canada; in The Wisconsinan Stage, R.F. Black, R.P. Goldthwait, and H.B. Willman (ed.); Geological Society of America, Memoir 136, p. 189-219.
1973b: Drift prospecting; geochemistry of eskers and till in permanently frozen terrain: District of Keewatin; Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 72-45, 34 p.
1976: Glacial till and mineral exploration; in Glacial Till, R.F. Legget (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication No. 12, p. 205-224.
1978: Detailed sedimentological study of till sheets in a stratigraphic section, Samson River, Quebec; Geological Survey of Canada, Bulletin 285, 30 p.
1980: Geochemical profile of till from Longlac, Ontario to Somerset Island; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 73, no. 822, p. 85-94.
1981: Surficial geology of the Lac-Mégantic area, Quebec; Geological Survey of Canada, Memoir 397, 102 p.
1982: Quaternary evolution of the Hudson/James Bay Region; Le Naturaliste Canadien, v. 109, p. 309-332.
1984: Till geochemistry in Finland and Canada; Journal of Geochemical Exploration, v. 21, p. 95-117.

Shilts, W.W. and Cunningham, C.M.
1977: Anomalous uranium concentrations in till north of Baker Lake, District of Keewatin; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 77-1B, p. 291-292.

Shilts, W.W., Cunningham, C.M., and Kaszycki, C.A.
1979: Keewatin Ice Sheet — re-evaluation of the traditional concept of the Laurentide Ice Sheet; Geology, v. 7, p. 537-541.

Sinclair, I.G.L.
1979: Geochemical investigation of the Clyde River zinc prospect, Lanark County, Ontario; in Geochemical Exploration, 1978, J.R. Watterson and P.K. Theobald (ed.); Association of Exploration Geochemists, p. 487-495.

Skinner, R.G.
1972: Overburden study aids search for ore in Abitibi clay belt; Northern Miner, v. 58, no. 37, p. 62.

Snow, R.J. and Coker, W.B.
1987: Overburden geochemistry related to W-Cu-Mo mineralization at Sisson Brook, New Brunswick, Canada: an example of short and long distance glacial dispersion; Journal of Geochemical Exploration, v. 28, p. 353-368.

Sopuck, V., Schreiner, B.T., and Averill, S.
1986: Drift prospecting for gold in the southeastern Shield of Saskatchewan, Canada; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain 1986; Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 217-240.

Stea, R.R.
1981: Pleistocene geology and till geochemistry of south central Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Map 82-1.

Stea, R.R. and Fowler, J.H.
1979: Minor and trace element variations in Wisconsinan tills, eastern shore region, Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Paper 79-4, 30 p.

Stea, R.R. and Grant, D.R.
1982: Pleistocene geology and till geochemistry of southwestern Nova Scotia; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Map 82-10.

Stewart, R.A.
1986: Glacial dispersion of barite in till near Matachewan, Ontario; in Prospecting in Areas of Glaciated Terrain 1986; Institution of Mining and Metallurgy, London, p. 261-269.

Szabo, N.L., Govett, G.J.S., and Lajtai, E.Z.
1975: Dispersion trends of elements and indicator pebbles in glacial till around Mt. Pleasant, New Brunswick, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1534-1556.

Szalay, A.
1964: The cation-exchange properties of humic acids and their importance in the geochemical enrichment of UO_2 IJO_2^{2-} and other cations; Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 28, p. 1605-1614.

Tanskanen, H.
1976: Factors affecting the metal contents in peat profiles; Journal of Geochemical Exploration, v. 5, p. 412-414.

Thompson, I.S.
1979: Till prospecting for sulphide ores in the Abitibi clay belt of Ontario; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, v. 72, no. 807, p. 65-72.

Usik, L.
1969: Review of geochemical and geobotanical prospecting methods in peatland; Geological Survey of Canada, Paper 68-66, 43 p.

Veillette, J.J.
1983: Les polis glaciaires au Témiscamingue: une chronologie relative; dans Recherches en cours, Partie A, Commission géologique du Canada, Étude 83-1A, p. 187-196.

Vincent, J-S.
1983: La géologie du quaternaire et la géomorphologie de l'île Banks, Arctique canadien; Commission géologique du Canada, Mémoire 405, 118 p.

Adresse de l'auteur

R.N.W. DiLabio
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

Imprimé au Canada

Chapitre 11

RESSOURCES QUATERNAIRES DU CANADA

Sommaire

Introduction — *L.E. Jackson, Jr.*

Les sols, une ressource — *K.W.G. Valentine*

Formation du sol — *D.F. Acton*

Sols du Canada — *K.W.G. Valentine, D.F. Acton, E.W. Presant, K. Webb, D.F. Acton et C. Tarnocai*

Les ressources en tourbe du Canada — *C. Tarnocai*

Granulats et autres ressources minérales non métalliques d'âge quaternaire — *W.A.D. Edwards*

Ressources placériennes du Canada — *S.R. Morison*

Remerciements

Bibliographie

Blé semé sur un sol chernozémique qui s'est développé sur du till (moraine de fond) dans le centre de la Saskatchewan. Si ce n'était de la couverture sédimentaire quaternaire, le sol serait un matériau solonetzique, relativement infertile et d'utilisation difficile, développé sur du shale crétacé. Photo de J. Shields. b) Terrain tourbeux dans la région du lac Bulmer, dans le sud-ouest du district de Mackenzie. Ces vastes terrains, présents surtout dans la zone de forêt boréale, représentent un important potentiel énergétique qui a pu se concentrer grâce au climat holocène particulier du Canada. Photo de C. Tarnocai. c) L'or placérien est à l'origine de la colonisation du Yukon. Les gîtes les plus étendus se trouvent au-delà des limites de la glaciation. Des gîtes de concentration semblable étaient probablement présents dans quelques autres régions canadiennes mais ils ont été détruits par le passage des glaciers quaternaires. Photo de D. Norris. d) Gravière dans un delta soulevé du côté ouest de la baie Howe, près de Fort Mellon, Colombie-Britannique. Des dépôts de sable et de gravier, sont indicateurs de niveaux marins et lacustres plus élevés. Ces sédiments glaciaires sont une ressource inestimable dans de nombreuses régions canadiennes. Photo de R.J. Fulton.

Chapitre 11

RESSOURCES QUATERNAIRES DU CANADA

Coordonnateur du chapitre
L.E. Jackson, Jr.

SOMMAIRE

Les sols comptent parmi les principales ressources quaternaires au Canada; l'agriculture, la foresterie et la faune en dépendent. Un sol est le résultat de l'interaction du matériau parental (substratum rocheux ou sédiments quaternaires) et de la physiographie, facteurs passifs, avec le climat, la flore et la faune, facteurs actifs. Au Canada, la plupart des sols se sont formés depuis la fin de la dernière glaciation (entre 18 et 8 ka).

Plusieurs des propriétés physiques, minéralogiques et chimiques des sols canadiens sont héritées du matériau parental, qui lui-même résulte des événements géologiques du Quaternaire. Par exemple, les sols des Plaines intérieures sont très peu pierreux lorsqu'ils se sont formés sur des sédiments glaciolacustres, mais ils ont une forte pierrosité sur les substrats constitués de moraines bosselées ou de graviers fluvioglaciaires. Là où la couverture de sédiments glaciaires a été érodée durant l'Holocène, laissant à découvert des shales crétacés, les sols sont fréquemment sodiques. Les paléodirections d'écoulement glaciaire ont pu influencer la répartition régionale des minéraux dans le sol; les minéraux carbonatés en sont un bon exemple. En fait, toutes les régions du Canada offrent de bons exemples de l'influence du matériau parental sur les propriétés physiques, minéralogiques et chimiques des sols.

Au Canada, les tourbières couvrent une superficie estimée à plus de 100 × 10^6 ha; la variété des conditions climatiques et physiographiques fait en sorte que les types de tourbières sont très variés. Les propriétés physiques et chimiques des matériaux tourbeux dependent de la composition floristique des tourbières et de la région dans laquelle ils se sont accumulés. Les tourbes ont un volume d'environ 3 × 10^{12} m^3, ou encore un tonnage de 335 × 10^9 t (équivalent-tourbe sèche) au Canada, ce qui représente une valeur énergétique d'environ 6,7 × 10^{21} J. Toutefois, les techniques actuelles d'extraction ne permettent que l'exploitation des tourbières non gelées des régions méridionales où leur valeur énergétique d'environ 2,7 × 10^{21} J se compare à celle des ressources en charbon de tout le Canada.

La majeure partie des ressources granulaires du Canada provient de dépôts quaternaires de sables et de graviers. Toutefois, la pierre concassée en représente aussi une fraction importante à certains endroits, lorsque les ressources en sable et en gravier sont insuffisantes ou que leur coût de transport annule l'inconvénient du coût élevé de la production de pierre concassée. Les granulats artificiels servent surtout à la fabrication du béton léger. La construction des réseaux de transport et les centres urbains absorbent la majeure partie de la production canadienne de granulats; les infrastructures liées au développement énergétique (îlots artificiels pour le forage, exploitation de sables bitumineux, usines et barrages) en font également un usage important. L'appauvrissement des ressources granulaires s'est rapidement fait sentir dans les régions urbaines où l'on connaît déjà des pénuries de sables et graviers facilement disponibles, ou que l'on en prévoit à court terme. Ces pénuries font hausser les prix des granulats, à cause du transport sur de plus longues distances, et obligent à utiliser en remplacement de la pierre concassée ou des granulats de qualité inférieure, comme le till ou les granulats fabriqués, qui ont des coûts plus élevés.

Au Canada, on exploite aussi d'autres ressources minérales non métalliques du Quaternaire, par exemple le sable siliceux utilisé dans la fabrication du verre ou les sédiments glaciolacustres servant à la fabrication de briques et de céramiques. Le sulfate de sodium, composé essentiel à la fabrication du papier kraft, est extrait des lacs évaporitiques des Prairies. L'industrie du béton exploite des dépôts de marne, qui peuvent également servir à contrer l'acidification des sols.

On trouve également au Canada des placers, qui sont des accumulations de minéraux lourds concentrés sous l'action de divers processus sédimentaires. L'or placérien représente le métal le plus important au Canada et il constitue la seule ressource métallique quaternaire véritablement exploitable. Les placers aurifères du Yukon et de la Colombie-Britannique, formés dans des ravins ou des rivières anastomosées et à méandres, sont les plus productifs au Canada. Dans certains cas, l'enrichissement en or résulte du remaniement fluvial d'anciens placers, ou encore du transport en solution et de la précipitation du métal. Les quelques placers de l'Est du Canada sont petits, et la plupart sont d'origine fluviale et fluvioglaciaire. Il y a aussi, par endroits, sur les plages des côtes est et ouest, des placers de sables aurifères à faible teneur.

Jackson, L.E., Jr. (coordonnateur)
1989: Ressources quaternaires du Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland,, vol. 1, chap. 11, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

INTRODUCTION

L.E. Jackson, Jr.

Le paysage canadien actuel est dans une large mesure hérité d'événements géologiques quaternaires, ou juste antérieurs au Quaternaire; ces événements ont également déterminé la distribution d'une grande partie des ressources qui sont primordiales pour l'économie canadienne et importantes pour le rôle qu'elles ont joué dans l'histoire du pays.

Les sols, que l'on range au nombre des principales ressources du Canada, sont dans une très large mesure un produit du Quaternaire. Bien que le sol ne soit pas un produit d'extraction, sauf à des fins horticoles ou d'aménagement paysager, il n'en est pas moins exploité. En effet, il est la base de l'agriculture et de la foresterie; de même, ses propriétés déterminent en partie les caractéristiques hydrologiques et chimiques de nos rivières et nos lacs. Mais le sol, au même titre que les granulats minéraux ou l'or placérien, est essentiellement une ressource non renouvelable, sujette à un éventuel épuisement. Les principales causes d'épuisement sont l'érosion, la salinisation, l'oxydation de la matière organique et l'enfouissement sous les ouvrages urbains. Des civilisations entières ont connu un déclin et sont disparues pour n'avoir pas su gérer ou aménager cette ressource vitale.

Les ressources en granulats (dépôts de sable et de gravier) sont en grande partie l'héritage d'anciens cours d'eau proglaciaires ou sous-glaciaires. Le Canada en a des réserves immenses. Malheureusement, près des centres urbains, les dépôts facilement exploitables s'appauvrissent rapidement. Certains dépôts ont été sacrifiés à l'urbanisation; des pénuries existent déjà localement, et d'autres sont à prévoir. Il faudra faire l'inventaire des ressources granulaires et soustraire les gisements au développement urbain si l'on veut optimiser l'utilisation de ces ressources. Dans de nombreuses régions urbaines, la tendance sera de remplacer les granulats par de la pierre concassée ou d'autres granulats fabriqués, et d'aller chercher plus loin les granulats naturels. En plus de leur rôle de ressource granulaire, les dépôts de sable et de gravier constituent d'importants réservoirs d'eau souterraine dans plusieurs régions du Canada.

Parmi les autres ressources minérales non métalliques du Quaternaire, mentionnons le sable siliceux, présent en abondance dans les dunes de sable, et le sulfate de sodium, que l'on trouve dans les bassins de lacs évaporitiques du sud des Plaines intérieures.

Des dépôts tourbeux, accumulés depuis la fin de la dernière glaciation, abondent dans la plupart des régions du Canada . Cette ressource abondante et à peu près inexploitée pourrait bien contribuer aux besoins énergétiques futurs du Canada et même servir de matière première à l'industrie chimique.

La découverte des placers aurifères de la rivière Klondike, au Yukon, en 1896 a déclenché l'une des vagues de migration vers le nord et de colonisation les plus importantes de l'histoire canadienne. Les placers du Yukon et d'autres régions canadiennes demeurent, encore aujourd'hui, des sources importantes de ce métal précieux.

Jackson, L.E.
1989: Introduction (Ressources quaternaires du Canada). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 11, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

LES SOLS, UNE RESSOURCE

K.W.G. Valentine

Les sols du Canada se sont formés sur des sédiments glaciaires et postglaciaires, dans un milieu climatique et biologique dominé par la toundra et la forêt boréale. Seules les prairies tempérées du sud des Plaines intérieures et les forêts mixtes du sud-est font exception.

Cette interaction du climat, des matériaux terrestres et des événements géologiques a donné au Canada, par rapport à d'autres régions du monde, des sols relativement jeunes, plutôt froids, mais riches en éléments nutritifs. Mises à part les quelques régions du Yukon et de l'archipel Arctique qui ont échappé à la glaciation du Wisconsinien, l'âge des sols canadiens est inférieur à 18 ka (âge généralement attribué au début du retrait glaciaire). Certains sols, sur les plaines d'inondation ou dans l'Arctique, sont beaucoup plus jeunes. La température des sols est abaissée sous l'influence des climats arctiques et continentaux; en fait, 40% des sols du Canada renferment des zones gelées en permanence à moins de 2 m de la surface. L'altération chimique et biologique est donc lente. Une quantité considérable de matière organique s'accumule sur la plupart des sols, et les nutriments minéraux (abondants dans des sédiments aussi jeunes) ne sont pas rapidement lessivés. L'altération physique est marquée, surtout dans les milieux où chaque année amène de nombreux cycles de gel et dégel. Le feu est également un facteur significatif, nettement sous-estimé. En effet, on estime que 90% de la forêt boréale brûle régulièrement, ce qui entraîne la libération de certains éléments nutritifs de la litière et la volatilisation d'autres éléments, de même que des modifications continuelles de la végétation.

Avec ses 10×10^6 km^2, le Canada est le deuxième pays du monde en superficie. Une grande partie de son territoire est cependant trop froide, trop humide, trop sèche, trop abrupte ou trop rocheuse pour se prêter à une utilisation commerciale intensive. À peine le cinquième de cette superficie, soit 2×10^6 km^2, est recouvert de forêts productives; seuls $0{,}75 \times 10^6$ km^2 sont occupés par des terres agricoles passables à bonnes (un peu plus, si l'on ajoute les pâturages). Si l'on ajoute à tout cela la faible superficie occupée par les infrastructures indispensables à l'économie (villes, mines et voies de transport), on constate qu'un peu moins de 30% des terres sont utilisées de façon intensive. Qui plus est, pour des raisons climatiques, économiques, politiques et socio-historiques, cette utilisation est concentrée le long de la frontière méridionale. Néanmoins, l'exploitation des terres contribue dans une large mesure au produit national brut (en effet, l'agriculture, l'exploitation forestière et le piégeage représentent ensemble envi-

Valentine, K.W.G.
1989: Les sols, une ressource. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 11, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

ron 10% du PNB) et encore davantage aux exportations (les produits forestiers fournissent 18% de la valeur totale des exportations; l'agriculture, environ 10%). Les 70% restants de nos terres sont loin d'être inutilisés. Des autochtones y vivent selon leurs traditions et coutumes. De plus, ces terres représentent un habitat pour la faune, des espaces pour les activités récréatives et un atout pour l'industrie touristique.

La situation n'est pas statique, toutefois. Depuis l'arrivée des premiers Européens, l'homme a modifié le paysage et il continue de le faire. Des terres ont été déboisées pour l'agriculture. Des arbres ont été abattus pour l'obtention du bois d'œuvre nécessaire aux navires, du bois de construction, et plus tard, de la pâte à papier. Comme le pays s'urbanise de plus en plus, le lotissement résidentiel et les propriétés industrielles empiètent sur les terres agricoles adjacentes. Sous les pressions sociales, économiques et politiques, l'utilisation des sols est devenue plus intensive. La fertilisation, l'arrosage et la récolte des cultures se font avec des machines spécialisées. Au réensemencement naturel des forêts, on préfère de plus en plus le reboisement. Ce mode d'exploitation, encore insuffisamment utilisé, accroît la production mais cause aussi des problèmes; il augmente l'acidité de certains sols dans l'est du pays, et en accentue la salinité dans les grandes plaines de l'ouest. Le ravinement fluviatile et la déflation éolienne sont généralisés à de nombreux endroits. La culture continue fait décroître la réserve de matière organique dans les sols de surface, et les machineries lourdes compactent les sols à texture fine. Les changements climatiques sont un autre facteur, quoique leur portée soit difficilement prévisible. Une augmentation des températures due à l'accroissement des concentrations du CO_2 dans la basse atmosphère pourrait élargir considérablement les limites septentrionales de la production agricole et sylvicole; cependant, elle pourrait également remettre en question nos méthodes agricoles actuelles en milieu aride.

Les sols représentent donc une importante partie de la richesse naturelle du pays, et il faut les conserver et les exploiter avec soin. Les sections suivantes décrivent, plus en détail, comment ils se sont formés, quelles sont leurs principales caractéristiques, et comment ils varient d'une région à l'autre.

Formation du sol

D.F. Acton

La formation d'un sol résulte des effets combinés de plusieurs facteurs naturels - matériau parental, topographie, drainage, climat et végétation - et de la période durant laquelle ces facteurs ont agi. Les activités anthropiques sont souvent un autre facteur de la pédogenèse. Les sols minéraux se forment aux dépens des roches et des sédiments, et les sols organiques, à partir de matières végétales. Les propriétés des sols sont héritées en grande partie de ces matériaux; c'est pourquoi l'on parle des roches et des plantes comme du «matériau parental» des sols. Au Canada, le matériau parental de la plupart des sols minéraux a été transporté, trié et redéposé par la glace, l'eau ou le vent, qui lui ont donné ainsi d'autres propriétés, également transmises aux sols. Le matériau parental «brut» se transforme en sol, avec une intensité qui dépend du type de climat, de la végétation locale, de la nature du matériau parental, de la topographie, du drainage et du facteur temps. À la longue, ces modifications produisent les horizons dont est composé le profil d'un sol. Il n'est cependant pas possible de dire avec certitude combien de temps il faut pour produire un type de sol donné. Quand le facteur temps est évoqué dans le contexte de la pédogenèse, il désigne autant un intervalle temporel que l'intensité ou la vitesse des processus physiques, chimiques et biologiques qui transforment un matériau parental «brut» en un profil pédologique défini. Il ne s'agit donc pas ici du temps géologique, qui lui, est essentiellement chronologique, puisqu'un sol dit «jeune» peut ne pas l'être en temps absolu; il est simplement peu évolué.

Acton, D.F.
1989: Formation du sol. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 11, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Dynamique de la formation des sols

Les sols sont des entités dynamiques dont la genèse est souvent complexe et imparfaitement comprise.

La pédogenèse comporte deux étapes qui souvent se rejoignent et se chevauchent: 1) l'accumulation ou la formation de sédiments en surface qui formeront le matériau parental et 2) la différenciation des horizons du profil. La nature du régolithe (roche ou sédiment) dans lequel se produit la différenciation des horizons a un effet marqué sur la vitesse et le sens des modifications.

La différenciation des horizons (deuxième étape) résulte de quatre principaux types de modifications: 1) apport de matériaux à la surface du sol, par exemple des résidus organiques frais; 2) perte de matériaux par lessivage du sol, par exemple des sels solubles et des constituants organiques décomposés; 3) transfert de constituants d'une partie du profil à une autre, par exemple argile, matière organique ou sels; et 4) conversion des matières organiques, des sels solubles, des carbonates ou des sesquioxydes d'une forme à une autre (Simonson, 1959).

Tout apport, perte, transfert ou transformation s'opérant dans les sols peut favoriser ou retarder la différenciation des horizons. Ces processus se produisent dans tous les sols, mais à des degrés divers. Par exemple, la perte de sesquioxydes et l'apport de matières organiques se produisent dans tous les sols, mais dans certains beaucoup plus que dans d'autres; c'est l'équilibre entre chacun de ces processus, en une combinaison donnée, qui détermine la nature d'un sol.

La diversité des modifications qui ont lieu au cours de la différenciation des horizons d'un profil dépend d'une série de processus chimiques et physiques simples, notamment l'hydratation, l'oxydation, la dissolution, le lessivage, la précipitation et le mélange. Ces réactions élémentaires se produisent dans tous les sols et sont contrôlées par certains facteurs: climat, organismes vivants, matériau parental et topographie. Une classification a été établie des types de sols qui résultent de l'interaction de ces facteurs («Le système canadien de classification des sols», Commission canadienne de pédologie, 1978). On en trouvera un résumé au tableau 11-1.

Tableau 11-1. Principales caractéristiques des neuf ordres de sols au Canada.

Ordre	Principales caractéristiques	Végétation naturelle	Climat	Texture	Matériau parental Réaction	Drainage
Brunisolique	Sols avec horizons subsuperficiels brunâtres contenant de petites accumulations de matières organiques humifiées combinées à Al et Fe. Les horizons de surface peuvent être pâles ou foncés.	Forêt boréale; forêt mélange d'arbustes et de graminées; éricacées et plantes de toundra	Varié	Variée; fréquemment sableuse	Variée	Bon à imparfait
Chernozémique	Sols avec horizons de surface foncés en raison de l'accumulation de matières organiques provenant de la décomposition de graminees et autres herbacées et d'arbustes. Le sous-sol peut présenter des horizons brunâtres.	Prairie ou prairie à bosquets	Frais; sub-aride à subhumide	Variée; généralement non sableuse	Saturée en bases; Ca + Mg élevé	Bon à imparfait
Cryosolique	Sols minéraux ou organiques avec pergélisol à moins de 2m de la surface.	Toundra subarctique et forêt boréale ou alpine	Très froid à extrêmement froid	Variée	Variée	Bon à très pauvre
Gleysolique	Sols minéraux saturés en eau et soumis à des conditions réductrices durant une grande partie de l'année.	Variée	Doux à modérément froid; aquique	Variée	Variée	Pauvre à très pauvre
Luvisolique	Sols avec des horizons de surface de couleur claire reposant sur des horizons à accumulation d'argiles silicatées.	Forêt	Doux à très froid; subhumide	Variée; non sableuse	Saturée en bases	Bon à imparfait
Organique	Couche organique (tourbe, humus, bog) d'épaisseur généralement supérieure à 40cm, saturée en eau durant de longues prédiodes. Aussi, litière de feuillages reposant sur de la roche ou des fragments de roche.	Tourbière oligotrophe (bog), tourbière minérotrophe (fen) et forêt	Doux à froid; subhumide à perhumide			Généralement pauvre à très pauvre
Podzolique	Sols avec horizons subsuperficiels bruns ou rougeâtres renfermant des accumulations significatives de matières organiques humifiées combinées à Al et Fe. Peuvent présenter un horizon de surface de couleur pâle.	Forêt ou éricacées	Frais à très froid; humide à perhumide	Variée; généralement non argileuse	Acide	Bon à imparfait
Régosolique	Sols peu développés, sans horizons distincts.	Variée	Varié	Variée	Variée	Bon à imparfait
Solonetzique	Sols avec horizons de subsurface indurés et enrichis en argile, résultant de la défloculation et de la translocation d'argiles riches en sodium. Peuvent présenter un horizon de surface de couleur pâle.	Graminées et autres herbacées; couverture arborescente par endroits	Frais; sub-aride à subhumide	Variée; généralement non sableuse	Saturée en bases; Na élevé	Bon à imparfait

Sols et géologie

Plusieurs des propriétés d'un sol sont héritées du matériau parental. Afin de déterminer la nature d'un sol et l'utilisation que l'on pourra en faire, il convient de considérer sa distribution granulométrique ainsi que la composition minéralogique et l'âge du matériau. Nous nous attarderons aussi, pour les mêmes raisons, aux facteurs hydrologiques et topographiques.

La quantité d'argile présente dans le matériau parental a une influence marquée sur la capacité de rétention d'eau du sol, et donc aussi sur la nature du couvert végétal naturel et sur son potentiel agricole. Par exemple, dans des régions semi-arides, comme celles du sud-ouest de la Saskatchewan et du sud-est de l'Alberta, où le manque d'humidité est souvent le facteur limitatif pour la croissance des cultures, les sols formés à partir d'un matériau parental à forte teneur en argile, par exemple des sédiments glaciolacustres, conviennent mieux à la culture vu leur grande capacité de rétention d'eau. Au contraire, un matériau parental associé à des sols à texture grossière, sableux et graveleux, par exemple des graviers fluvioglaciaires, a une moindre valeur agricole dans la plupart des cas, à cause de sa capacité de rétention d'eau plus faible. Dans des régions humides, comme les basses terres du Saint-Laurent et les provinces de l'Atlantique, c'est l'inverse. En effet, il y a des cas où les sols argileux se prêtent moins bien à l'agriculture que les sols sableux en raison de leur faible perméabilité, de leur mauvaise aération ou même de problèmes d'inondation. Par contre, ces généralisations ne sont pas nécessairement vraies pour la végétation locale. Par exemple, dans une région donnée, une espèce forestière commerciale peut croître plus rapidement sur un site humide, riche en argile, en terrain bas que sur un sol sableux de mi-versant.

La distribution granulométrique influence également les propriétés thermiques des sols. La température estivale est inférieure dans les sols argileux à cause de leur forte porosité et donc de leur faible conductivité thermique. Cet effet est d'autant plus marqué que les sols argileux ont généralement une teneur en eau plus élevée.

La minéralogie tend à varier selon la distribution granulométrique du matériau parental. Les sols sableux sont généralement riches en quartz et plus pauvres en feldspaths et en micas. Comme la superficie totale des particules est faible et que la vitesse des réactions est lente, la capacité d'échange d'ions est faible dans ces sols. Par contre, les sols à granulométrie fine se caractérisent généralement par une forte teneur en montmorillonite, en kaolinite ou en mica et par une superficie totale élevée facilitant l'altération et favorisant l'échange de cations entre la surface des particules argileuses et la solution du sol. Ces sols peuvent ainsi fournir beaucoup plus d'éléments nutritifs aux plantes.

La nature du substratum rocheux a également un effet sur la composition du sol, puisque le matériau parental en est dérivé. Dans la région interlacustre du Manitoba, par exemple, l'érosion glaciaire du substratum carbonaté du Paléozoïque a enrichi les tills et autres dépôts superficiels en minéraux carbonatés. Ces hautes teneurs en carbonates retardent l'évolution du sol, et c'est ce qui explique la faible épaisseur des chernozems et des luvisols (tableau 11-1). La teneur en minéraux carbonatés diminue généralement à mesure qu'augmente la distance franchie par les glaces à partir des roches carbonatées. Les sols deviennent donc plus épais en direction sud, selon la paléodirection de l'écoulement glaciaire. La présence de solonetzs dans certaines parties de la Saskatchewan et de l'Alberta est un autre exemple de lien apparent entre la pédogenèse et la nature du matériau parental. Ces sols salins existent dans des régions où la couverture de sédiments glaciaires est mince et où les shales crétacés, qui représentent une source de sodium, sont proches de la surface. Sous l'action dispersante des ions sodium, l'argile passe facilement de l'horizon de surface A à l'horizon subsuperficiel B, formant ainsi des sols à surface grise lessivée et à sous-sol compact, riche en argile.

L'âge du matériau parental a un effet marqué sur la nature du sol formé. Presque tous les dépôts en surface et les paysages qui leur sont associés datent de la fin de la dernière glaciation, c'est-à-dire généralement entre 15 et 8 ka. Ainsi, au Canada, la période de pédogenèse est relativement courte, comparativement à des régions du monde qui n'ont pas été englacées et où les sols sont souvent beaucoup plus âgés. C'est pourquoi beaucoup de sols canadiens renferment encore de grandes quantités de sels solubles et de carbonates; même dans ceux qui ont été soumis au lessivage, les silicates et autres minéraux sont relativement peu altérés.

D'autres sols ont des origines encore plus récentes. La pédologie des dunes de sable illustre bien l'effet sur les sols des variations hydrologiques engendrées par le climat, ainsi que la stabilité des sédiments et la sensibilité à l'érosion éolienne. Les régosols dominent dans les dunes des prairies de l'Ouest canadien, ce qui indique qu'ils ont été formés récemment. En région forestière, les brunisols succèdent aux régosols à mesure que se stabilisent les sables éoliens; même ces sols sont caractérisés par des profils jeunes.

Les pentes instables des versants de vallées et des escarpements sont généralement marquées par la présence de régosols peu évolués. L'érosion fluviale et les mouvements de masse y sont plus rapides que la pédogenèse.

À l'influence déjà mentionnée du drainage subsuperficiel sur la pédogenèse, s'ajoute celle des eaux souterraines. Par exemple, il existe un lien direct de causalité entre la présence de sols gleysoliques ou mal drainés et celle d'une nappe phréatique élevée. De même, les sols salins (solonetziques) se forment là où des eaux souterraines minéralisées sont suffisamment proches de la surface pour permettre une remontée capillaire des sels. Le contrôle stratigraphique qui s'exerce sur la répartition des eaux souterraines est un autre aspect du rôle important de la géologie du Quaternaire sur la pédogenèse.

Sols du Canada

Les sols du Canada ont été décrits par Clayton et al. (1977). Le tableau 11-1 donne un résumé des principales caractéristiques des neufs ordres de sols que l'on distingue au Canada, et la figure 11-1 en présente une cartographie sommaire. Nous décrivons ci-dessous ces sols et leur matériau parental, les principales activités économiques qu'ils permettent et les limites qu'ils posent à l'utilisation des terres.

Région de la Cordillère

K.W.G. Valentine

La région de la Cordillère (fig. 1, préface) forme la bordure occidentale du Canada. Elle comprend en gros une zone de plateaux ou de basses montagnes insérée entre deux chaînes de montagnes beaucoup plus élevées: les Rocheuses, les monts Mackenzie et la chaîne Arctique à l'est, et la chaîne Côtière, le mont St. Elias et la chaîne Insulaire à l'ouest. Cette région s'étend du 49ᵉ parallèle à l'océan Arctique et comprend la plus grande partie de la Colombie-Britannique et du Yukon, ainsi que de petites régions des Territoires du Nord-Ouest et de l'Alberta. Toute cette région, mis à part des portions du plateau du Yukon dans l'extrême nord et quelques sommets et promontoires, a été englacée au Wisconsinien. La plupart des sols se sont donc formés sur des dépôts en surface géologiquement jeunes. Dans les montagnes, ces dépôts sont des tills et des colluvions blocailleux dont la minéralogie et la texture dépendent du substratum rocheux. Dans les vallées, et sur certains bas plateaux, ce sont des dépôts lacustres, fluviaux et éoliens postglaciaires dont la minéralogie et la texture dépendent non seulement du substratum mais également du mode de sédimentation. Le climat des chaînes Côtière et Insulaire est humide et relativement doux. Sur les plateaux de l'intérieur, le climat est beaucoup plus sec et l'écart annuel des températures est typique d'un climat continental, c'est-à-dire qu'il y fait chaud en été et froid en

Valentine, K.W.G.
1989: Région de la Cordillère. In: Géologie du Canada, vol. 1, chap. 11, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

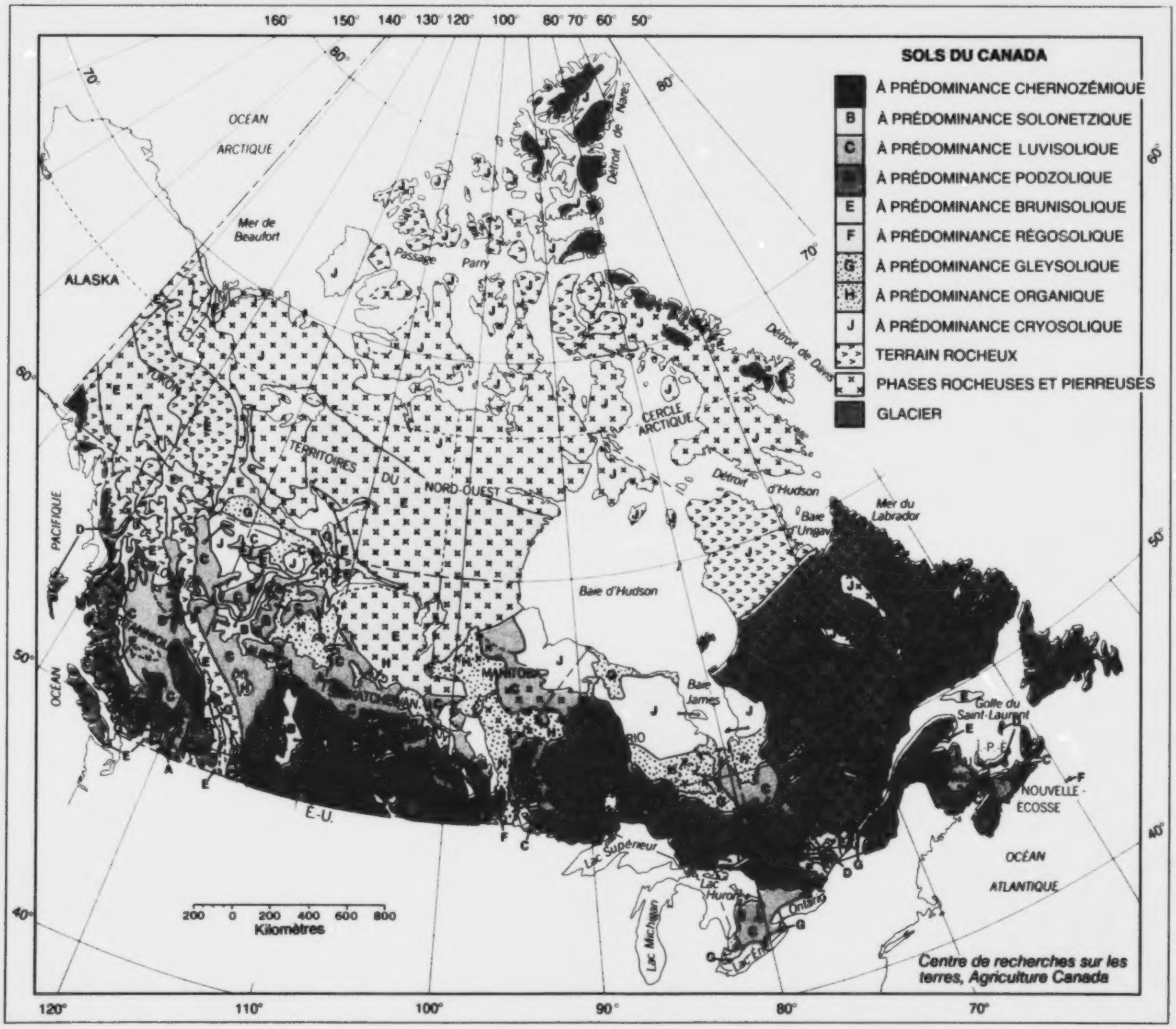


Figure 11-1. Répartition des ordres de sols au Canada.

hiver (extrêmement froid dans le nord). Dans les montagnes Rocheuses et les monts Mackenzie, le régime annuel des températures est continental, mais les précipitations sont plus abondantes que sur les plateaux de l'intérieur. Une forêt boréale d'épinettes et de sapins recouvre la majeure partie de la région, tandis que les hautes altitudes et la partie nord sont couvertes d'une toundra alpine ou arctique de graminées, d'herbacées et d'arbustes nains.

À cause de l'abondance des précipitations, de l'acidité du substratum rocheux et de la présence d'une dense forêt de conifères, les sols podzoliques sont les types les plus courants dans la chaîne Côtière et les îles avoisinantes. Ces sols à texture grossière, comportant de nombreux fragments de roches, sont acides et généralement minces. Leurs minéraux argileux sont essentiellement la chlorite, la smectite et le mica. Ils servent surtout à l'exploitation forestière. C'est dans la partie sud de la Cordillère que la croissance forestière est la plus rapide au Canada, non pas tant à cause d'une fertilité naturelle du sol qu'en raison de l'humidité élevée, d'une saison de croissance relativement longue et d'une bonne circulation des éléments nutritifs. Comme les pentes sont abruptes, les précipitations abondantes et les sols minces, l'abattage et le reboisement forestiers se heurtent en plus à des problèmes d'érosion des sol et d'importants glissements de terrain.

Par contre, les brunisols et régosols minces et blocailleux des sommets montagneux sont peu productifs. En effet, la courte saison de croissance et les processus d'érosion très dynamiques y ont pour effet de retarder la formation du sol, ou encore d'éroder ou d'enfouir le sol à mesure qu'il se forme.

Les vallées et les basses terres des régions côtières, par exemple celles du fleuve Fraser et de l'île de Vancouver, ont des sols plus fertiles. Les sédiments postglaciaires qui forment le matériau parental des sols brunisoliques et gleysoliques contiennent des minéraux nutritifs en abondance, bien que, dans l'extrême sud-ouest, la zone d'enracinement accuse des déficits hydriques en été. Ces régions sont généralement utilisées pour l'agriculture, les centres urbains et les voies de transport, plutôt que pour la fôret. Les petites enclaves de sols organiques de basses terres permettent la culture intensive des légumes, des fruits et des fleurs à l'intention des marchés voisins de Vancouver et de Victoria; toutefois, les couches organiques tendent à s'amincir à cause de cette culture intensive et continue.

La région intérieure présente un relief arrondi de plateaux et de basses montagnes où s'encaissent de profondes vallées fluviales. Les matériaux en surface, qui reposent essentiellement sur des roches volcaniques et sédimentaires, notamment une vaste couverture horizontale de laves, sont constitués principalement de till glaciaire, quoique plusieurs bassins contiennent des dépôts lacustres, fluviaux et éoliens postglaciaires, y compris des cendres volcaniques holocènes (particulièrement les Cendres de White River dans le sud du Yukon; Lerbekmo et Campbell, 1969). Les principaux minéraux argileux du sous-sol sont le mica, la smectite, la kaolinite et là vermiculite. Des chernozems se sont formés dans les prairies des vallées méridionales les plus chaudes, l'irrigation permet la culture des arbres fruitiers et les cultures maraîchères ainsi que des cultures fourragères pour les bovins qui, l'été, vont paître à proximité dans les hautes terres boisées. Dans les régions centrales de l'intérieur, le climat plus frais donne lieu à des sols luvisoliques et podzoliques sous une forêt coniférienne exploitée pour le bois et la pulpe. La partie nord de la région intérieure est sèche et très froide et contient peu de forêts de valeur économique. Les principaux types de sols y sont des brunisols, des sols organiques et des cryosols gelés en permanence. Certaines parties de cette région n'ont pas été englacées lors de la dernière glaciation et présentent des sols profondément altérés. La présence de sols organiques dans les basses terres régularise le ruissellement et l'écoulement fluvial durant toute l'année. Les cryosols, sujets à l'érosion lors des dégels, doivent faire l'objet de précautions particulières lors de la construction de routes et de pipelines, ou lors de travaux de forage.

La chaîne de montagnes dont font partie les Rocheuses, les monts Mackenzie et Ogilvie et, dans l'extrême nord, la chaîne Arctique, est formée de roches sédimentaires fortement plissées, en grande partie calcaires (par exemple la partie sud des Rocheuses). Les principaux matériaux en surface sont le till glaciaire et, sur les pentes plus abruptes, des blocailles colluviales, sauf dans les montagnes septentrionales qui ont échappé à la glaciation. Les brunisols et les podzols sont les principaux types de sols sous la forêt boréale, alors que les brunisols, les régosols et les cryosols sont ceux de la toundra arctique et alpine.

Plaines intérieures

D.F. Acton

La région des Plaines intérieures du Canada est bordée à l'ouest par les Rocheuses, au nord et à l'est par le Bouclier canadien et, au sud par le 49e parallèle (fig. 1, préface). Les types de sols y sont répartis selon des bandes concentriques résultant d'une zonation climatique (voir fig. 11-1); à partir d'un noyau « chaud et sec » centré sur le sud-ouest de la Saskatchewan et le sud-est Albertain, le climat devient progressivement plus frais et plus humide vers le nord et l'est.

Les silts, les argiles et les sables glaciolacustres sont les matériaux parentaux les plus communs (Prest et al., 1968), le retrait de l'Inlandsis laurentidien s'étant effectué en général vers l'aval de la pente régionale. De vastes lacs se sont donc formés le long des marges de l'inlandsis, et ces lacs ont migré progressivement vers le nord-est, au fur et à mesure du retrait glaciaire. Les plaines reposent donc en bonne partie sur des sédiments glaciolacustres, même si les lacs glaciaires n'en ont jamais occupé qu'une faible superficie à un moment ou l'autre de la déglaciation. Les moraines bosselées et les moraines de fond, qui représentent le matériau parental le plus commun après les sédiments glaciolacustres, ont échappé à la submersion glaciolacustre sur de grandes régions. Contrairement aux sédiments lacustres, ces matériaux sont surtout des tills dont la fraction grossière (> 2 mm) et la pierrosité sont plus importantes. Dans ces tills, la matrice (fraction < 2 mm) provient essentiellement du substratum local tandis que les cailloux ont une double provenance: graviers et substratum locaux, d'une part, et roches du Bouclier et roches sédimentaires paléozoïques lointaines, d'autre part.

Acton, D.F.
1989: Plaines intérieures. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 11, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Survey of America.

Les graviers des épandages fluvioglaciaires, déposés ici et là dans les zones de moraines bosselées ou déposés dans les déversoirs d'anciens lacs proglaciaires, peuvent constituer localement un matériau parental important. Par endroits, des dépôts glaciaires de tous genres sont masqués par des couvertures ou des placages discontinus de loess ou de sable de dunaire, et ce sont ces derniers qui constituent le matériau parental des sols actuels. Il n'est pas rare de voir des complexes pédologiques enfouis sous des sédiments éoliens.

Des sols se forment aussi parfois à même les roches sédimentaires du Mésozoïque supérieur et du Tertiaire inférieur. Les sols dérivés du substratum tertiaire sont souvent solonetziques.

Dans la zone méridionale où le climat est relativement doux et sec, ce sont surtout des chernozems bruns et brun foncé qui se sont formés sous la prairie mixte. Plus au nord et à l'est, ce sont des chernozems noirs et gris foncé qui sont associés aux climats subhumides, modérément froids; la végétation, composée surtout de prairies à fétuques et de bosquets de trembles, atteste la productivité biologique supérieure de ces régions climatiques. Encore plus loin au nord et à l'est, sous un climat froid et subhumide à humide, dans une région dont la végétation est dominée par des forêts de conifères, des luvisols gris, des brunisols, des gleysols tourbeux et des sols organiques se sont formés. Les vitesses de décomposition de la matière organique y sont beaucoup plus lentes, et les vitesses d'altération des fractions minérales du sol de beaucoup supérieures à celles des chernozems du sud. Enfin, dans la partie nord des Plaines intérieures, les luvisols gris, les brunisols et les cryosols organiques de la zone subarctique passent latéralement aux sols à prédominance cryosolique de la toundra arctique non arborée. Cette transition est liée à une diminution marquée de l'activité biologique dans la zone subarctique, coïncidant d'ailleurs avec une incidence croissante du pergélisol.

La région des sols chernozémiques décrite ci-dessus représente le « cœur » de la région agricole de l'Ouest canadien. Ces sols ont hérité de toute une gamme de composants minéraux provenant des divers assemblages de roches métamorphiques, ignées et volcaniques du bouclier précambrien, des calcaires et dolomies paléozoïques et des roches sédimentaires du Crétacé et du Tertiaire, que les événements glaciaires du Pleistocène ont généralement bien mélangées. Les plantes tirent de ces sols riches tous les éléments nutritifs dont elles ont besoin. Rarement les concentrations de minéraux sont-elles excessives au point de nuire à la production agricole. De plus, les propriétés physiques de ces sols, notamment leur teneur en argile et leur structure, sont généralement favorables à l'agriculture.

En plus du riche héritage minéral conféré à ces sols par leur matériau parental, la jeunesse géologique des dépôts en surface et les environnements semi-arides à subhumides de l'Holocène ont produit des sols relativement jeunes dans toute cette région. La plupart des minéraux silicatés ont subi peu d'altération, et l'absorption de minéraux par des composés amorphes est minime. Les sels solubles et la chaux abondent dans la plupart des sols, parfois même en quantités excessives. La topographie, également immature, est caractérisée notamment par l'allure chaotique des moraines bosselées où sont captées la plupart des eaux de ruissellement. Bien que l'érosion puisse être importante à cause de l'instabilité relative de ces paysages jeunes, le drainage ne s'est généralement pas développé au point de rendre possible un épuisement de sédiments à l'échelle régionale.

Basses terres du Saint-Laurent

E.W. Presant

La région des basses terres du Saint-Laurent couvre seulement 1,5% de la superficie totale du Canada (fig. 1, préface); cependant, la fertilité de ses sols et la relative douceur de son climat en font l'une des régions agricoles les plus importantes du pays. Elle s'étend de la pointe sud-ouest du lac Érié jusqu'au détroit de Belle Isle, au large de la pointe nord de Terre-Neuve, mais elle est située pour plus des trois quarts dans le sud-ouest ontarien et dans les basses terres de la région d'Ottawa-Montréal. Bordé au nord par le Bouclier canadien et au sud-est par les Appalaches, son substratum est formé d'une couverture de roches sédimentaires paléozoïques horizontales et légèrement déformées.

Les dépôts superficiels non consolidés qui recouvrent les strates paloézoïques ont été déposés lors de la dernière glaciation par une suite complexe d'épisodes d'érosion et de sédimentation glaciaires dont le point culminant a été l'incursion de la Mer de Champlain au Québec et dans l'est de l'Ontario. La minéralogie des argiles dans les sols formés sur ces dépôts relativement jeunes témoigne de leur immaturité. En outre, les matériaux glaciaires proviennent principalement du Bouclier canadien, comme l'atteste la présence de mica, de chlorite et de vermiculite à peu près inaltérés. Le climat, fortement influencé par la proximité des Grands Lacs et du fleuve Saint-Laurent, est moins froid et plus humide qu'ailleurs à l'intérieur du continent.

Aux fins de la présente discussion la région des basses terres du Saint-Laurent peut être subdivisée, d'après la composition des sols et leur utilisation, en trois sous-régions: les basses terres occidentales, centrales et orientales. La sous-région des basses terres occidentales, qui englobe la majeure partie du sud-ouest ontarien, se caractérise par des sols fertiles et des conditions climatiques favorables à la pratique d'une vaste gamme de cultures fruitières, maraîchères et de plein champ. Les sols se sont formés sur des dépôts lacustres et des tills dont la topographie varie des drumlins et moraines à pente abrupte aux plaines horizontales. Les sols luvisoliques prédominent. Les brunisols sont plus communs dans les tills pierreux ou minces situés près du Bouclier canadien, tandis que les gleysols sont presque omniprésents dans les zones mal drainées de dépôts lacustres. Ici et là, il y a également des enclaves de sols organiques qui servent à la culture maraîchère intensive. Plusieurs sols qui conviennent particulièrement bien à certaines cultures, dont les fruits fragiles, sont également très sollicités pour d'autres utilisations, par exemple, la construction urbaine, les voies de transport ou l'exploitation des granulats. La dégradation des sols, qu'il s'agisse de l'érosion de sols à texture mixte sur ver-

Presant, E.W.
1989: Basses terres du Saint-Laurent. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 11, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

sants ou de la compaction des sols argileux et silteux, plus lourds, représente également un problème important.

La sous-région des basses terres centrales comprend les plaines bordant le Saint-Laurent et la rivière des Outaouais dans l'est ontarien et l'ouest québécois et s'étend jusqu'aux environs de l'estuaire du Saint-Laurent, à l'est de Québec. Même si les sols y sont aussi fertiles que dans les basses terres occidentales, la diversité des cultures est handicapée par des températures plus fraîches. Les terres sont également très en demande pour des utilisations non agricoles, surtout près de Montréal et d'Ottawa. Les sols se sont formés sur une variété de dépôts glaciaires, de dépôts marins laissés par la Mer de Champlain et d'alluvions sableuses et silteuses provenant du remaniement de sédiments plus anciens par le fleuve Saint-Laurent et la rivière des Outaouais. Il existe des problèmes de construction et de drainage sur les argiles marines et des problèmes d'érosion sur les versants des dépôts glaciaires cultivés de façon intensive. Brunisols et gleysols dominent, mais il y a aussi des sols podzoliques et organiques dans certaines régions.

La région des basses terres orientales s'étend de l'embouchure du fleuve Saint-Laurent jusqu'au détroit de Belle Isle et comprend l'île d'Anticosti ainsi qu'une étroite bande de terre longeant la côte nord-ouest de Terre-Neuve. Le matériau en surface comprend des sables, des argiles et des silts marins, des sables et des graviers fluviatiles et fluvioglaciaires, ainsi que des tills. Les podzols et brunisols qui se sont formés dans cette région ne sont pas cultivés de façon intensive, la saison agricole étant trop courte et les hivers, trop longs et trop rigoureux; ces sols se prêtent néamoins à une industrie forestière florissante.

Région de l'Atlantique

K. Webb

La région de l'Atlantique, sur la côte est du Canada, est centrée sur le golfe du Saint-Laurent. Elle comprend la péninsule gaspésienne du sud-est québécois, les provinces du Nouveau-Brunswick, de la Nouvelle-Écosse et de l'Île-du-Prince-Édouard, ainsi que la majeure partie de l'île de Terre-Neuve (fig. 1, préface). Le climat est généralement frais et humide; maritime et plutôt doux et humide dans les régions côtières du sud, il est plus continental dans le reste de la région. Des forêts mixtes de conifères et de feuillus recouvrent l'essentiel de la partie continentale de la région; toutefois, les montagnes de la Gaspésie et les hautes terres de l'île du Cap-Breton accueillent surtout une forêt boréale de conifères. La végétation de Terre-Neuve est caractérisée par une mosaïque de forêts boréales productives, de forêts arbustives, de terres dénudées à éricacées et à mousses, et de grandes tourbières.

Sur le plan physiographique, la région de l'Atlantique représente le prolongement nord des Appalaches; sur une large bande s'étale un complexe montagneux de chaîne plissée où alternent des hautes terres et des plateaux vallonnés ou à sommets plats, entrecoupés de vallées profondément encaissées et de larges terres basses vallonnés à ondulées. Le substratum des hautes terres et des plateaux est composé d'une variété de métasédiments, de gneiss cristallins et d'intrusions granitiques; les basses terres reposent principalement sur les grès et shales rouges du Carbonifère. Toute la région (à l'exception, peut-être, d'un ou de deux petits nunataks) a été englacée au Pléistocène, et la majeure partie de la surface a été érodée par les glaces, puis recouverte de dépôts glaciaires d'épaisseur et de composition variables. C'est sur ces matériaux en surface, géologiquement jeunes, que se sont formés les sols de la région.

Les sols podzoliques sont omniprésents et, typiquement, ils se sont développés sur des matériaux superficiels acides dont la texture varie d'intermédiaire à grossière. Les minéraux argileux sont constitués d'illite surtout, accompagnée de chlorite en proportions variables et d'un peu de vermiculite, de kaolinite et de montmorillonite.

Les sols podzoliques des hautes terres et des plateaux se sont formés surtout sur des tills minces, pierreux et à texture grossière, dérivés des roches ignées et métamorphiques sous-jacentes. Sur les versants à pente douce, où le drainage est ralenti, des gleysols se sont formés en association avec les podzols. Sur des terrains semblables à Terre-Neuve, des gleysols tourbeux et des sols organiques se sont formés sur de grandes tourbières peu profondes. En altitude, des sols régosoliques se sont formés sur un substratum rocheux gélifracté. Des horizons indurés et cimentés sont fréquents dans les podzols des hautes terres et des plateaux de Terre-Neuve et de certaines parties de la Nouvelle-Écosse.

En région montagneuse, les terres servent essentiellement à l'exploitation forestière, à des activités récréatives et à l'habitat faunique. Les hautes terres des régions plus continentales sont aussi affectées à la production du sirop d'érable, et plusieurs terres agricoles abandonnées sont affectées à la production commerciale de bleuets. Les sols des plateaux, comme ceux des hautes terres, sont généralement pierreux, infertiles et minces. Il existe cependant des exceptions, par exemple le long de la vallée de la rivière Saint-Jean, dans l'ouest du Nouveau-Brunswick, où sont cultivés intensivement des sols podzoliques formés sur un terrain vallonné dans des tills relativement épais à texture intermédiaire. Toutefois, la culture intensive des pommes de terre y a entraîné de sérieux problèmes d'érosion des sols.

Sur les basses terres de la région continentale, des sols podzoliques, gleysoliques et luvisoliques se sont formés sur d'épais tills rouges dont la texture varie d'intermédiaire à grossière, et qui sont dérivés des roches sédimentaires sous-jacentes. Les podzols prédominent dans les dépôts fluvioglaciaires sableux, tandis que des sols organiques occupent les nombreuses zones mal drainées. Des sols régosoliques caractérisent les marécages endigués autour la baie de Fundy ainsi que les alluvions adjacentes aux rivières et ruisseaux.

Ces basses terres ont une vocation essentiellement forestière et agricole. Les luvisols à texture plus fine servent au pâturage, à l'industrie laitière et aux cultures fourragères. Dans la vallée de l'Annopolis, d'épais podzols à texture grossière servent à la culture de fruits et de légumes, alors qu'ailleurs dans les basses terres, ces sols sont affectés aux cultures commerciales intensives ou à une

Webb, K.
1989: Région de l'Atlantique. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland,, chap. 11, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

exploitation agricole mixte. Quelques-uns des sols organiques du Nouveau-Brunswick et de Terre-Neuve sont cultivés, et l'on considère actuellement la possibilité d'en exploiter de grandes superficies pour la production de tourbe combustible. Les principales limites à l'utilisation des sols des basses terres sont leur acidité, leur humidité excessive, leur faible épaisseur, et leur compacité qui diminue leur perméabilité et nuit à la croissance des racines. Lorsque ces sols sont laissés en jachère durant l'hiver, comme c'est le cas dans les régions de production de la pomme de terre sur l'Île-du-Prince-Édouard, l'érosion devient un problème majeur.

Région du Bouclier

D.F. Acton

Le Bouclier canadien est une vaste région couvrant près de la moitié du Canada et reposant principalement sur des roches cristallines précambriennes (fig. 3-3). Les descriptions données ici s'appliquent aux sols situés au sud de la limite septentrionale des arbres. Au nord de cette limite, les sols sont très différents, et ils seront décrits dans la prochaine section de ce chapitre.

Le Bouclier canadien est couvert de formes et dépôts glaciaires de presque tous les types. Les moraines de fond bosselées, constituées d'un mince placage de till sur roches cristallines y sont communes; on y rencontre aussi de longs eskers sinueux, des champs de drumlins et de moraines cannelurées, ainsi que des zones de moraines de Rogen (ou côtelées). Les dépôts glaciolacustres, marins, fluvioglaciaires et organiques abondent dans les dépressions. Autour de grands lacs et de zones jadis submergées par la mer, le paysage délavé comporte fréquemment des plages soulevées, dont certaines ont été soumises aux actions éoliennes.

Les divers dépôts glaciaires, organiques ou autres, décrits ci-dessus, représentent le matériau parental des sols. Les dépôts glaciaires sont généralement sableux ou graveleux et les tills contiennent beaucoup de blocs. Seuls les dépôts glaciolacustres présentent une quantité appréciable de silt et d'argile. La minéralogie de la fraction fine est dominée par le quartz, le feldspath et le mica, sauf dans les bassins glaciolacustres où la montmorillonite et la vermiculite sont également présentes en quantités notables. Les carbonates sont absents de la plupart des assemblages minéraux.

Les sols du Bouclier canadien sont essentiellement des luvisols, des brunisols et des podzols. Dans les luvisols, le processus pédogénétique caractéristique est la translocation de l'argile. Dans les brunisols et les podzols, en plus de la translocation des argiles, il y a altération des minéraux primaires et souvent, incorporation de matière organique aux produits d'altération. Les sols brunisoliques se caractérisent par une altération relativement faible et surtout par le faible degré d'incorporation de la matière organique, ce qui caractérise généralement les sites plus arides. Les podzols se forment dans des conditions plus humides, où l'on note une abondance de matériaux amorphes liés à la matière organique.

Les sols organiques occupent les zones basses mal drainées dans l'extrême sud du Bouclier canadien. Dans les régions plus au nord, marquées par un climat plus froid et par la présence de pergélisol continu et discontinu, ce sont les cryosols organiques qui occupent les terrains tourbeux.

Comme la majeure partie du Bouclier méridional est recouverte de forêts ou de tourbières, les principales utilisations du sol sont l'exploitation forestière, la chasse, le piégeage et les activités récréatives. L'exploitation agricole se limite essentiellement aux argiles glaciolacustres du nord de l'Ontario et du Québec, aux argiles marines de la région du lac Saint-Jean et à de petites zones de dépôts marins, lacustres et fluvioglaciaires à texture fine situées sur la bordure sud du Bouclier.

Acton, D.F.
1989: Région du Bouclier. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 11, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Arctique canadien

C. Tarnocai

L'Arctique canadien, région située au nord de la limite septentrionale des arbres, comporte surtout des sols cryosoliques (Commission canadienne de pédologie, 1978). Ces sols se sont formés sous climat arctique très froid et sont associés à la présence de pergélisol près de la surface (Tarnocai, 1978). Ils sont profondément marqués par des processus cryogéniques et occupent fréquemment des terrains réticulés comportant des formes cryogéniques, comme des cercles, des réseaux, des traînées, des ressauts et des polygones. Les cryosols occupent environ 40 % du territoire canadien et sont de loin les sols les plus communs du Nord canadien.

L'Arctique est dominé par des sols portant des marques évidentes de cryoturbation; ce sont les cryosols turbiques. Dans le sud de l'Arctique, ces sols présentent un horizon B brun (cryosols turbiques brunisoliques) et ressemblent aux sols brunisoliques formés sur les dépôts à texture grossière de la région. Plus au nord, à mesure que le climat devient plus froid, l'horizon B brun devient moins distinct, se mélangeant davantage aux autres horizons sous l'action de la cryoturbation, pour finalement disparaître dans le Haut-Arctique, où dominent les cryosols turbiques régosoliques. Les zones mal drainées sont occupées par des cryosols turbiques gleysoliques qui sont associés à diverses formes de terrains réticulés.

Les cryosols statiques, fréquemment formés sur des matériaux à texture grossière, représentent le second groupe important de cryosols dans l'Arctique. Les marques de cryoturbation y sont rares ou inexistantes et les gélistructures (mis à part les polygones), généralement absentes. Les cryosols statiques brunisoliques sont communs dans le sud de l'Arctique, mais moins fréquents plus au nord; contrairement aux cryosols turbiques, ces sols sont cependant présents dans les îles de l'Arctique. Les cryosols statiques régosoliques se limitent aux dépôts récents et aux zones soumises à une forte érosion actuelle; les cryosols statiques gleysoliques occupent des terrains mal drainés, surtout sur des matériaux de texture intermédiaire à grossière.

Tarnocai, C.
1989: Arctique canadien. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 11, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Les cryosols organiques associés aux terrains tourbeux sont présents surtout dans la partie sud de l'Arctique. Les types de terrains tourbeux les plus fréquents sont les polygones de basses terres et les buttes de tourbe. Des cryosols organiques existent également dans les îles de l'Arctique, mais ils s'y limitent à de petites zones où ils sont associés à des polygones de basses terres très érodés, à centres convexes.

La teneur en matière organique des cryosols statiques et turbiques est élevée, même dans les sols de l'archipel de l'Arctique. Une grande partie de la matière organique est cryoturbée à partir de la surface; elle se présente sous forme de couches, d'intrusions, de taches ou de matières organiques très fines mélangées aux matériaux minéraux.

Dans l'Arctique, les sols ont généralement une teneur en eau élevée, surtout près du plafond du pergélisol. C'est pourquoi, même dans les sites mieux drainés, les sols présentent des couleurs et des marbrures typiques des phénomènes de réduction. Dans l'ouest, les sols associés à des thufurs minéraux montrent des marbrures et des couleurs grises très caractéristiques (Tarnocai et Zoltai, 1978). Vu la faible épaisseur du mollisol dans le Haut-Arctique, la marmorisation est peu commune, sauf dans les matériaux à texture fine.

Les sols arctiques présentent des structures caractéristiques. Les structures vésiculaires (Bunting et Fedoroff, 1973; Zoltai et Woo, 1976; Tarnocai, 1976) sont étroitement liées au drainage et à la texture. Près de la surface des thufurs minéraux, les cryosols à texture fine ont une structure granulaire bien développée, mais leurs horizons inférieurs sont massifs et sans structure et ont une densité apparente élevée (Drew et Tedrow, 1962; Zoltai et Tarnocai, 1974). On y observe également des chenaux verticaux, des fissures gélivales et une microstructure tour à tour conglomérique, orbiculique, granique et en bandes (Fox et Protz, 1981; Fox, 1983).

Les horizons éluviaux, ou lessivés, sont communs dans la partie sud de l'Arctique et ont également été observés dans l'archipel arctique (McMillan, 1960; Tarnocai, 1976). On trouve fréquemment une croûte de sel surperficielle dans le Haut-Arctique (Tedrow et al., 1968; Tarnocai, 1976). Une croûte calcaire peut également se former sur la face inférieure des cailloux, autant à la surface qu'à l'intérieur du sol.

L'une des caractéristiques les plus frappantes des sols arctiques est la forte quantité de glace présente dans le pergélisol subsuperficiel sous forme de cristaux de glace de ségrégation, de veines de glace, de lentilles de glace, de coins de glace et de glace massive et épaisse (Tarnocai, 1978). La teneur en glace du sol est variable, augmentant en général proportionnellement à la teneur en particules fines dans le sol. Les sols à forte teneur en glace sont sensibles aux perturbations, ce qui impose donc des limites à leur utilisation.

Les propriétés thermiques des sols arctiques diffèrent totalement de celles des sols de climats tempérés (Tarnocai, 1984a). Comme le mollisol est mince et que l'énergie emmagasinée y est faible, les cryosols ont une capacité tampon très faible pour les protéger des variations de la température atmosphérique. De plus, le pergélisol sousjacent absorbe une bonne partie de la chaleur en été et en automne et draine continuellement l'énergie de la couche dégelée du sol. La moindre chute de température de l'air a tôt fait d'abaisser la température du sol à toutes les profondeurs. Sous l'effet de ce refroidissement, le plafond du pergélisol monte dans le sol bien avant que la surface ne gèle (Tarnocai, 1977).

La plupart des sols arctiques sont recouverts d'une végétation de toundra, dont la densité diminue avec la latitude.

Les travaux d'exploration des hydrocarbures et l'exploitation minière ont profondément marqué le paysage de l'Arctique au cours des dernières décennies, particulièrement dans les années 60. Les terres ont en fait été victimes d'une méconnaissance des propriétés des sols et de leur réaction aux activités humaines. Grâce à de nouvelles méthodes cependant, les dommages causés aux sols sont désormais réduits, et par conséquent les répercussions négatives sur l'environnement ont pu être minimisées.

LES RESSOURCES EN TOURBE AU CANADA

C. Tarnocai

La tourbe est une accumulation de débris végétaux décomposés et compactés à des degrés divers. Elle est constituée principalement de restes de mousses et de cypéracées, mais elle peut aussi contenir les restes d'autres plantes et des quantités variables de matériaux inorganiques. D'après le Système canadien de classification des sols (Commission canadienne de pédologie, 1978), la tourbe a une teneur en carbone supérieure à 17%. L'industrie de la tourbe combustible définit la tourbe comme un matériau organique dont la teneur maximale en cendres est de 40% (Monenco Ontario Limited, 1981).

Les zones d'accumulation de la tourbe existent dans une variété de contextes biogéomorphiques; on les appelle collectivement terrains tourbeux. Pour que se forment des tourbes sous les climats canadiens, il faut en premier lieu une humidité abondante. Cette condition peut être réalisée sous un climat pluvieux, par exemple sur les côtes ouest et est du Canada, ou encore sur des terrains caractérisés par un mauvais drainage ou une nappe phréatique élevée, par exemple en milieu de pergélisol ou dans les zones de moraines bosselées. Des terrains tourbeux peuvent donc se former et les dépôts tourbeux, s'accumuler dans la plupart des régions du Canada. Les exceptions les plus notables sont les Plaines intérieures, où l'aridité empêche presque tout développement de terrains tourbeux et, dans une moindre mesure, le Haut-Arctique, où l'aridité et la rigueur du climat limitent la croissance végétale en général.

Les estimations de la superficie totale des terrains tourbeux au Canada sont fort variables; les valeurs les plus élevées trouvées dans la documentation sont, dans l'ordre, 170×10^6 ha (Kivinen et Pakarinen, 1980), 153×10^6 ha (Zoltai, 1980) et 129×10^6 ha (Sous-comité du Muskeg, CNRC, 1977). Cette divergence tient en partie à ce que les dépôts tourbeux ne sont pas toujours définis de la même façon. Nos données sont fondées sur une étude qui visait à évaluer les inventaires de terrains tourbeux au Canada et à en établir la distribution géographique (Tar-

Tarnocai, C.
1989: Les ressources en tourbe au Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 11, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Tableau 11-2. Classification des terrains tourbeux d'après les classifications des terres humides de Zoltai et al. (1973) et Tarnocai (1980).

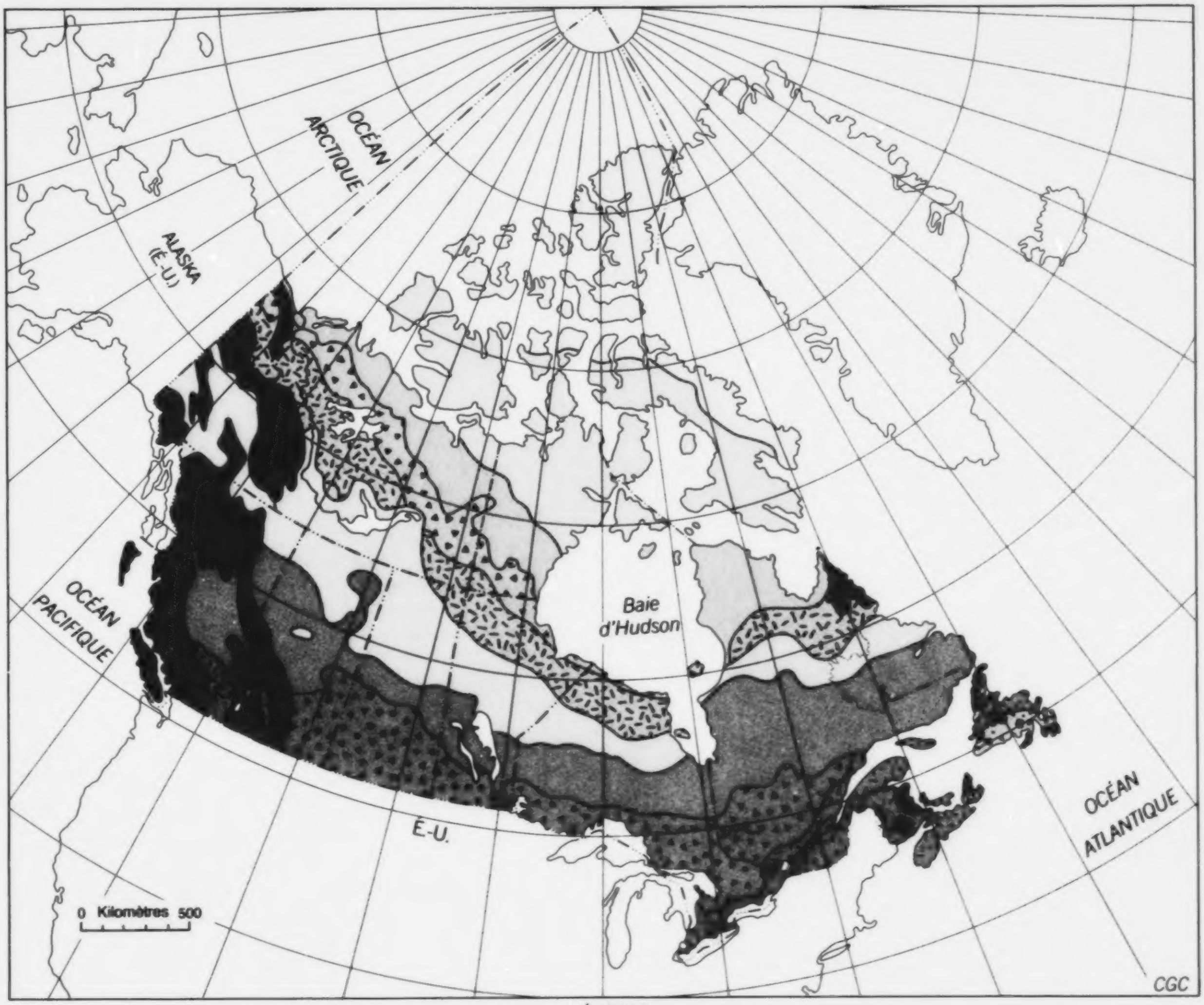
CLASSES DE TERRAINS TOURBEUX			
Tourbière oligotrophe (bog)	Tourbière minérotrophe (fen)	Marécage	Marais
FORMES TOURBEUSES			
À palses	Côtelée nordique	De ruisseau	Estuarien supérieur
À monticules tourbeux	Côtelée atlantique	De rivage	Estuarien inférieur
À monticules	En échelons	À bordure tourbeuse	Côtier supérieur
Bombée	Réticulée	De bassin	Côtier inférieur
De plateau à polygones de tourbe	Flottante	Plat	De plaine d'inondation
Polygonale de basses terres	De ruisseau	De plain d'inondation	De chenal
Nordique de plateau	Effondrée		De delta inactif
Atlantique de plateau	À palses		
Effondrée	De source		
Flottante	De versant		
De rivage	Polygonale de basses terres		
De bassin	Horizontale		
Plate	De chenal		
En lanières			
De couverture			
En creux			
De versant			
En placages			

Tableau 11-3. Classification des matériaux tourbeux.

Matériau	Principaux constituants organiques	Degré de décomposition	pH	Degré von Post [1]	Teneur en fibres frottées [2] (%)	Densité apparente moyenne (g/cm^3)	Commentaires
Tourbe de sphaignes	Sphagnum sp	Non décomposé	2,5-4,5	1-3	~60	0,07	Plants entiers de sphaignes facilement identifiables
Tourbe de cypéracées	Cypéracées (Carex sp.)	Modérément décomposé	4,5-7,0	jusqu'à 5-7	8-30	0,11	Feuilles de cypéracées identifiables à l'oeil nu
Tourbe de cypéracées et mousse brune	Cypéracées (Carex sp.) et mousses brunes des genres Drepanocladus, Calliergon et Aulacomnium	Non décomposé à modérément décomposé	5,0-7,0	jusqu'à 5-7	8-30	0,11	Plants de cypéracées et de mousses identifiables à l'oeil nu
Tourbe ligneuse à cypéracées	Cypéracées (Carex sp.) Matériel ligneux (bois)	Modérément décomposé	4,5-7,0	4-6	10-40	0,18	Fragments de cypéracées et de bois identifiables à l'oeil nu
Tourbe d'hypnacées	Hypnacées des genres Hypnum, Hylocomium et Pleurozium	Modérément décomposé	4,5-6,5	4-7	10-60	0,12	Quantités accessoires de matières ligneuses provenant de conifères
Tourbe sédimentaire	Débris de plantes aquatiques, y compris algues, diatomées et mousses aquatiques	Très décomposé et pulvérisé	4,5-6,5	—	—	0,13 mais peut atteindre 0,17	Quelques fragments de plantes visibles à l'oeil nu; tourbe plastique et légèrement collante; rétrécit et forme des mottes dures en séchant; mottes sèches difficiles à remouiller
Tourbe amorphe	Variables	Très décomposé	4,5-6,9	5-10	2-8	0,15	Fragments de plantes non identifiables à l'oeil nu

[1] L'échelle de von Post mesure le degré de décomposition du matériau végétal, 1 correspondant à un matériau non décomposé et 10, à un matériau complètement décomposé.

[2] La teneur en fibres frottées est une mesure de la résistance des composants fibreux de la tourbe.



LÉGENDE

ZONES DE TERRES HUMIDES	FORMES TOURBEUSES COMMUNES
Haut-Arctique	*Polygones de basses terres à centres convexes, fortement érodés*
Arctique moyen	*Polygones de basses terres à centres concaves et convexes*
Bas-Arctique	*Polygones de basses terres à centres concaves et convexes*
Haut Subarctique	*Plateaux tourbeux à polygones; tourbières minérotrophes horizontales et riveraines*
Bas Subarctique	*Plateaux tourbeux; palses; tourbières minérotrophes côtelées et horizontales*
Subarctique atlantique	*Tourbières oligotrophes de versant et de cuvette; tourbières minérotrophes côtelées*
Haut-Boréal	*Plateaux tourbeux; palses; tourbières oligotrophes en placage, effondrées, structurées et plates; tourbières minérotrophes côtelées, réticulées, horizontales, effondrées et riveraines*
Boréal moyen	*Tourbières oligotrophes bombées, de replat, de cuvette et de plateau; tourbières minérotrophes horizontales et côtelées*
Bas-Boréal	*Tourbières oligotrophes plates et de cuvette; tourbières minérotrophes horizontales; marécages de cuvette*
Boréale atlantique	*Tourbières oligotrophes bombées et de plateau: Tourbières minérotrophes horizontales et fluviatiles*
Prairie continentale	*Sans tourbières*
Prairie intramontagneuse	*Sans tourbières*
Tempérée orientale	*Marécages de cuvette, de rivage et de cuvette; tourbières oligotrophes de replat et de cuvette; tourbières minérotrophes horizontales*
Tempérée pacifique	*Tourbières oligotrophes de cuvette et de replat; tourbières minérotrophes horizontales*
Océanique atlantique	*Tourbières oligotrophes en nappe, bombées et de cuvette; tourbières minérotrophes horizontales et fluviatiles*
Océanique pacifique	*Tourbières oligotrophes de pente, de cuvette et de replat; tourbières minérotrophes horizontales et fluviatiles*
Complexes montagneux	*Tourbières oligotrophes de replat et de cuvette; tourbières minérotrophes horizontales et côtelées*

Figure 11-2. Zonation des terres humides au Canada (Adams et al., 1981) et formes tourbeuses correspondantes.

Tableau 11-4. Ressources en tourbe du Canada (tiré de Tarnocai, 1984b).

Provinces et Territoires	Superficie des terrains tourbeux x 10^3 ha	en % de la superficie du territoire indiqué	en % de la superficie totale des terrains tourbeux canadiens	Volumes de tourbe indiqués x 10^3 m^3	%	Poids anhydre indiqué de la tourbe x 10^6 tonnes	Poids indiqué de la tourbe pour une teneur en eau de 50% + x 10^6 tonnes	%	Ressources mesurées (Tibbetts et Ismail, 1980) x 10^6 tonnes
Alberta	12 673	20	11	316 822	11	36 118	54 177	11	3
Colombie-Britannique	1 289	1	1	38 685	1	4 410	6 615	1	20
Manitoba	20 664	38	19	516 605	17	58 893	88 339	17	103
Nouveau-Brunswick	120	2	*	4 800	*	466	698	*	103
Terre-Neuve et -Labrador	6 429	17	6	257 160	8	24 945	37 417	8	612
Territoires du Nord-Ouest	25 111	8	23	577 553	19	65 841	98 762	19	-
Nouvelle-Écosse	158	3	*	6 320	*	613	920	*	23
Ontario	22 555	25	20	676 653	22	77 138	115 708	23	135
Île-du-Prince-Édouard	8	1	*	312	*	30	45	*	2
Québec	11 713	9	11	351 381	12	40 057	60 086	12	64
Saskatchewan	9 309	16	8	232 737	8	26 532	39 798	8	27
Yukon	1 298	3	1	25 968	1	2 960	4 441	1	-
Canada	111 327	12		3 004 996		338 003	507 006		1 092

* moins de 1%
\+ poids anhydre

nocai, 1984b). Les chiffres présentés ici demeurent malgré tout des estimations. En effet, de grandes régions du Canada, surtout dans le Nord, n'ont été l'objet que d'études de reconnaissance ou n'ont pas été étudiées du tout.

Types de terrains tourbeux

Les types de terrains tourbeux au Canada varient en fonction des conditions climatiques et du contexte physiographique. Un certain nombre de classifications ont déjà été proposées. Radforth (1955, 1958) avait fondé la sienne sur l'aspect des muskegs vus d'avion avec des observations complémentaires au sol sur la végétation et la topographie. D'autres ont mis l'accent sur la nature de la végétation des terrains tourbeux (Jeglum et al., 1974) ou sur leurs formes (Zoltai et al., 1973; Tarnocai, 1980).

La méthode la plus couramment acceptée et utilisée aujourd'hui au Canada est une classification des terres humides fondée sur des facteurs génétiques (Zoltai et al., 1973; Tarnocai, 1980). Cette classification distingue les terrains tourbeux (épaisseur de tourbe supérieure à 40 cm) et les terres humides minérales (épaisseur de tourbe inférieure ou égale à 40 cm). Il y a quatre grandes classes de terrains tourbeux: les tourbières oligotrophes (bogs), les tourbières minérotrophes (fens), les marécages et les marais, dont voici une description.

Tourbière oligotrophe (ou bog): Dans une tourbière oligotrophe, la nappe phréatique se trouve en général en surface ou presque. La surface est, soit surélevée, soit située au même niveau que les terres humides environnantes, et la tourbière n'est presque pas influencée par les eaux souterraines riches en éléments nutritifs provenant des sols minéraux (ombrotrophes) qui l'entourent. Les eaux souterraines d'une tourbière oligotrophe sont, de ce fait, généralement acides et pauvres en éléments nutritifs. Les constituants principaux de la tourbe sont la sphaigne non décomposée et la tourbe de mousse forestière modérément décomposée qui reposent, par endroits, sur de la tourbe de cypéracées modérément à fortement décomposée. Ces tourbières peuvent être boisées (épinette noire) ou non et sont généralement couvertes de sphaignes, d'hypnées et d'éricacées.

Tourbière minérotrophe (ou fen): Dans une tourbière minérotrophe, la nappe phréatique se situe généralement en surface ou au-dessus de celle-ci. Les sols minéraux voisins rendent généralement les eaux minérotrophes et riches en éléments nutritifs. La tourbe, composée principalement de cypéracées ou d'un mélange de tourbe forestière et de cypéracées, est plus ou moins épaisse et modérément à fortement décomposée. La végétation comprend principalement des cypéracées, des graminées, des roseaux et des mousses brunes surmontés d'une couverture d'arbustes et, à certains endroits, quelques arbres épars.

Marécage: Un marécage est un terrain tourbeux ou une terre humide minérale où des eaux stagnantes ou quasi stagnantes se présentent sous forme de mares ou de chenaux. La nappe phréatique atteint habituellement la surface ou presque. Comme il se produit un écoulement important en provenance des bordures du marécage ou d'autres zones riches en minéraux, les eaux sont riches en éléments nutritifs. Lorsqu'elle est présente, la tourbe est surtout forestière ou amorphe, bien décomposée, et surmonte par endroits de la tourbe de cypéracées. La végétation est caractérisée par une dense couverture de conifères

ou de feuillus et par la présence de grands arbustes, d'herbacées et de mousses.

Marais: Un marais est une terre humide minérale ou un terrain tourbeux où il y a inondation périodique par des eaux stagnantes ou quasi stagnantes. Le niveau d'eau, variable selon les saisons, laisse apparaître lors des périodes d'étiage des zones de rabattement à végétation nattée ou des vasières. Les eaux sont riches en éléments nutritifs. Le substrat se compose généralement de matière minérale ou parfois de dépôts tourbeux modérément à fortement décomposés. La végétation des marais présente généralement une zonation caractéristique, ou encore une structure en mosaïque; elle est composée de radeaux non consolidés d'herbacées et de cypéracées, souvent entremêlés de chenaux ou de mares. Les marais peuvent être entourés de bandes d'arbres et d'arbustes mais la végétation est surtout composée d'une variété d'espèces non ligneuses émergées, notamment des joncs, des roseaux, des calamagrostis et des cypéracées. Diverses plantes aquatiques flottantes ou submergées poussent dans les nappes d'eau libre.

Ces quatre types de terres humides sont subdivisés d'après leur morphologie. Les termes morphologiques descriptifs peuvent être inspirés de la morphologie de la surface, de la configuration de la surface, de la morphologie du bassin dans lequel la tourbière s'est formée ou encore des plans d'eau qui lui sont associés. Les diverses formes de terrains tourbeux au Canada sont présentées, pour chacune des classes de terrains tourbeux, au tableau 11-2, et leur distribution géographique est illustrée à la figure 11-2. Ces formes ont été décrites par Tarnocai (1970, 1980) et Zoltai et al. (1973).

Matériaux tourbeux

Les matériaux constitutifs des terrains tourbeux sont classés selon leur composition botanique. Le nom donné au

Figure 11-3. Répartition des terrains tourbeux au Canada (tiré de Tarnocai, 1984b).

matériau tourbeux indique les végétaux dominants de la tourbe; ainsi, une tourbe dite à cypéracées et débris ligneux est composée principalement de cypéracées décomposées et, en moindre proportion, de débris ligneux. Une brève description de certains matériaux communs dans les terrains tourbeux du Canada est donnée au tableau 11-3.

Répartition des ressources en tourbe

Les figures 11-3 et 11-4 montrent des estimations de la superficie totale des terrains tourbeux et de leur épaisseur, tandis que le tableau 11-4 donne le volume estimé des tourbes au Canada.

Tibbetts (1983) propose diverses catégories pour l'estimation des volumes de tourbe, d'après le niveau de confiance de l'évaluation. Sa méthode s'apparente à celle appliquée à l'évaluation des ressources minérales:

1) Ressources présumées: estimation fondée uniquement sur des images de satellite, des photos aériennes et des cartes topographiques, ainsi que sur des épaisseurs présumées inférieures ou égales à 1 m.
2) Ressources indiquées: volume estimé au moyen d'images de satellite, de reconnaissances aériennes, d'images radar, de photos aériennes, de cartes topographiques et d'au moins une épaisseur mesurée.
3) Ressources mesurées: volume et qualité mesurés et évalués pour tout le dépôt tourbeux; l'inventaire du Nouveau-Brunswick (Keys et al., 1982) en est un bon exemple.
4) Réserves: ressources mesurées exploitables de façon rentable.

Suivant cette terminologie, les volumes estimés du tableau 11-4 seraient considérés comme des « ressources

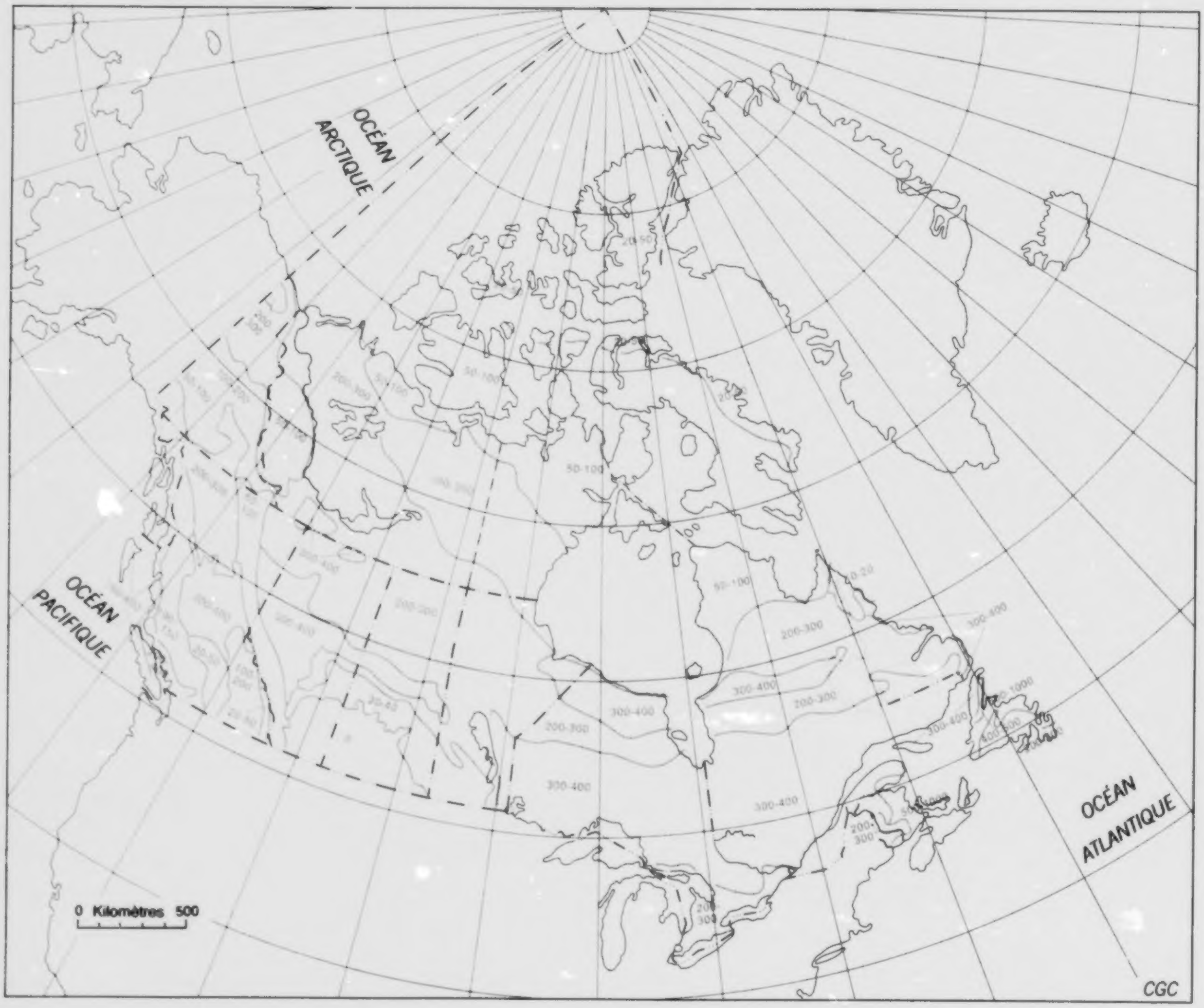


Figure 11-4. Profondeur moyenne (cm) de la tourbe au Canada (tiré de Tarnocai, 1984b).

indiquées ». Le fait est que ces estimations ont été établies à partir de levés de reconnaissance et d'exploration; bien que les mesures effectuées soient nombreuses, elles demeurent insuffisantes pour que ces estimations puissent être classées à titre de « ressources mesurées ».

Le poids des tourbes dans les diverses régions du Canada a été déterminé en appliquant aux volumes calculés (tableau 11-4) les valeurs moyennes de la densité apparente anhydre de la tourbe de sphaignes (0,075 g/cm^3), de la tourbe à cypéracées (0,119 g/cm^3) et de la tourbe ligneuse (0,149 g/cm^3) (Mills, 1974). C'est ainsi qu'a été obtenue une densité apparente moyenne de 0,097 g/cm^3 pour les provinces de l'Atlantique, où les dépôts tourbeux sont composés surtout de tourbes de sphaignes et de cypéracées. Pour le reste du pays, où les dépôts tourbeux sont composés principalement de sphaignes, de cypéracées et de matériaux ligneux, une densité apparente moyenne de 0,114 g/cm^3 a été obtenue aux fins de calcul du poids. Les poids de tourbe en tonnes métriques, d'une part pour la tourbe séchée au four et d'autre part pour la tourbe ayant une teneur en eau de 50% (en poids), sont présentés au tableau 11-4. Ces derniers peuvent être comparés aux tonnages des ressources « mesurées » pour une teneur en eau de 50% (catégorie 3) proposés par Tibbetts et Ismail (1980), ce qui permet de constater que les études détaillées ne portent jusqu'ici que sur une faible proportion des ressources en tourbe du Canada.

Utilisations de la tourbe

L'objectif de cette section est de donner un aperçu des utilisations actuelles et potentielles, directes ou indirectes, des ressources en tourbe dans le domaine de l'agriculture et de l'exploitation forestière, et comme combustible ou matière première dans l'industrie chimique. La valeur essentielle des tourbières au Canada est et restera sans doute liée à leur rôle d'habitat faunique et de régularisateur des bassins hydrographiques.

L'utilisation de la tourbe dépend principalement de ses propriétés et de sa qualité, du climat de la région où elle croît, et de facteurs économiques.

Les terrains tourbeux servent à la culture d'une variété d'espèces végétales. D'après les données d'inventaire non publiées recueillies par Environnement Canada, environ 280 × 10^3 ha de terrains tourbeux sont actuellement utilisés à des fins agricoles. Ces tourbières sont situées surtout dans les provinces de l'Atlantique, au Québec, en Ontario et dans le delta du Fraser, en Colombie-Britannique.

La plupart des terrains tourbeux du Canada sont recouverts de forêts sans valeur marchande. Des essais réalisés à Terre-Neuve indiquent que les tourbières minérotrophes sur versants conviennent le mieux à la production d'espèces forestières à potentiel économique, car ce sont généralement les mieux abritées, les plus riches en éléments nutritifs et les plus faciles à drainer (Pollett, 1972). Il n'est guère aisé de juger, étant donné le peu de données actuellement disponibles, du potentiel des tourbières à cet égard. Les valeurs optimales du niveau de la nappe phréatique, de l'humidité du sol et de la teneur en éléments nutritifs dépendent des espèces forestières. Les variations régionales du climat, de la topographie et de la géologie sont d'autres facteurs importants à considérer dans le choix de sites pour l'établissement des futures plantations.

La tourbe est également très utilisée au Canada à des fins horticoles, surtout pour amender les sols. L'incorporation de tourbe horticole à un sol en augmente la teneur en matières organiques et la capacité de rétention de l'eau et des éléments nutritifs, et elle en améliore l'aération. La tourbe est utilisée principalement dans les serres, les jardins et les pépinières. Elle sert également à la production de pots de tourbe et à la préparation de semences. Le Canada est le premier exportateur de tourbe horticole au monde.

En raison de sa superficie spécifique, de sa porosité et de sa capacité d'échange élevées, la tourbe est souvent employée comme agent de filtration ou d'absorption. Utilisée comme filtre physique, elle retient efficacement les matières solides en suspension dans les effluents et est moins sujette à l'encrassement par les boues que les filtres conventionnels. Sa porosité élevée et, par conséquent, sa grande capacité d'absorption en font un agent efficace pour le nettoyage des déversements de pétrole. La tourbe peut également être utilisée comme filtre chimique pour traiter les effluents industriels dont elle extrait efficacement les métaux lourds ainsi que les matières colorantes et toxiques.

La tourbe est utilisée comme combustible depuis déjà fort longtemps (tableau 11-5). Elle est alors utilisée, soit telle quelle, soit après traitement. Elle peut être brûlée

Tableau 11-5. Comparaison des propriétés de divers combustibles.

Propriétés des combustibles	Mazout lourd	Charbon (bitumineux)	Charbon (lignite)	Tourbe	Bois
C %	83-86	76-87	65-75	50-60	48-50
H %	11,5-12,5	3,5-5,0	4,5-5,5	5,0-6,5	6,0-6,5
O %	1,5-2,5	2,8-11,3	20-30	30-40	38-42
N %	0,2-0,3	0,8-1,2	1-2	1,0-2,5	0,5-2,3
S %	2,0-2,8	1-3	1-3	0,1-0,2	-
Teneur en cendres (%)	0,3	4-10	6-10	2-10	0,4-0,6
Point de fusion des cendres (°C)	-	1100-1300	1100-1300	1100-1200	1350-1450
Matières volatiles (%)	-	10-50	50-60	60-70	75-85
Densité apparente (kg/m^3)	920-970	720-880	650-780	300-400	320-420
Valeur calorifique utile de la matière sèche (MJ/kg)	41,4-41,7	28,5-33,0	20,1-24,3	19,7-21,4	18,4-19,3
Teneur en eau (%)	0,1	3-8	40-60	40-60	30-55
Valeur calorifique utile à la teneur en eau minimale (MJ/kg)	-	27,5-32,0	11,1-13,6	10,5-12,6	12,1-12,7
Valeur calorifique utile à la teneur en eau maximale (MJ/kg)	-	26,0-30,2	6,5-8,2	7,5-8,2	6,9-7,3

Source : Monenco Ontario Ltd., 1981

Tableau 11-6. Sources des granulats au Canada.

Âge	Colombie-Britannique	Alberta	Saskatchewan	Manitoba	Ontario	Québec	Nouveau-Brunswick	Île du Prince-Édouard	Nouvelle-Écosse	Terre-Neuve
Holocène	ALLUVIAUX *Ponce* DELTAIQUES-cône de déjection*	ALLUVIAUX* EOLIENS	ALLUVIAUX -cône de déjection -terrasse -plaine -banc	ÉOLIENS			ALLUVIAUX -banc -terrasse ÉOLIENS	MARINS -plage		MARINS -plage
Pleistocene (Wisconsinien supérieur)	GLACIOMARINS -plage GLACIOLACUSTRES -plage FLUVIOGLACIAIRES* -chenal proglaciaire -épandage -esker -terrasse -delta	GLACIOLACUSTRES -argile FLUVIOGLACIAIRES* -épandage	GLACIOLACUSTRES -argile FLUVIOGLACIAIRES* -épandage -chenal marginal -esker -kame	GLACIOLACUSTRES -épandage -plage* FLUVIOGLACIAIRES* -esker* -kame* -épandage GLACIAIRES* -moraine	FLUVIOGLACIAIRES* -epandage -delta -esker -kame GLACIAIRES -moraine	FLUVIOGLACIAIRES* -épandage -delta -esker -kame GLACIAIRES* -moraine	GLACIOMARINS* -épandage -delta FLUVIOGLACIAIRES* -épandage -dépôt de contact		FLUVIOGLACIAIRES* GLACIAIRES-till	GLACIOMARINS -terrasse -crête -plage FLUVIOGLACIAIRES* -esker -épandage GLACIAIRES-till*
(Pléistocene inférieur)		FLUVIATILES PRÉGLACIAIRES*								
Tertiaire	*Basalte*	GRAVIERS et *conglomérats*	GRAVIERS et *conglomérats*							
Cretacé	*Grès*					*Syénite*				
Jurassique	*Diorite*									
Trias										
Permien										
Pennsylvanien										*Dolomie*
Mississippien	*Amphibolite*									*Calcaire*
Devonien				*Calcaire*	*Calcaire*	*Grès*				*Roches volcaniques*
Silurien					*Dolomie*	*Calcaire*				*Siltstone*
Ordovicien					*Calcaire*	*Calcaire*				*Shale*
Cambrien	*Calcaire* *Gneiss*			*Granite*		*Dolomie* *Granite* *Andésite* *Gabbro*			*Quartzite, Granite*	*Grès* *Granite*

* source primaire de granulats

Source : données non publiées fournies par les directions des mines des ministères provinciaux

tantôt dans des fournaises pour le chauffage, tantôt dans des chaudières pour générer la vapeur nécessaire à la production d'électricité. On peut aussi la transformer en divers produits combustibles, tels le coke, le gaz naturel de synthèse et le méthanol. Ce dernier sert en plus de matière première dans l'industrie chimique. Étant donné que la tourbe contient environ 60% de matières volatiles de plus que le lignite (Punwani, 1980), il est beaucoup plus facile de la convertir en gaz ou en liquides de gaz naturel que le charbon. Le coke dérivé de la tourbe a une meilleure qualité, sur le plan chimique, que le coke dérivé du charbon; il peut être utilisé comme agent réducteur dans les industries chimique et sidérurgique, et comme liant dans la production des boulettes de fer utilisées par les aciéries.

Les principales caractéristiques recherchées dans les tourbes combustibles ou les tourbes utilisées à des fins énergétiques sont les suivantes: degré élevé d'humification, densité apparente élevée, teneur en cendres relativement faible, faible concentration de polluants éventuels, tels que le soufre et le mercure, et bonne valeur calorifique.

Fondé sur des données européennes, le tableau 11-5 indique les valeurs énergétiques de base de la tourbe combustible, et les compare à divers autres combustibles.

En admettant qu'à une tonne de tourbe sèche correspond une valeur énergétique d'environ 20×10^9 J (Overend, 1981), les ressources totales en tourbe du Canada représentent une valeur énergétique de $6{,}7 \times 10^{21}$ J. À titre de comparaison, la valeur énergétique des ressources pétrolières canadiennes est de 80×10^{18} J, celle des ressources en gaz naturel, de 145×10^{18} J, celle des ressources en charbon, de $2{,}2 \times 10^{21}$ et celle des ressources en sables bitumineux, de $5{,}8 \times 10^{21}$ J (Overend, 1983). Malheureusement, les méthodes d'extraction actuelles ne permettent d'utiliser guère plus de 40% des ressources en tourbe du Canada.

Extraction de la tourbe

L'exploitabilité de la tourbe dépend de plusieurs facteurs physiques, dont le climat. Les variables suivantes sont également très importantes: la température, les précipitations, la durée de l'ensoleillement et la longueur de la période sans gel. L'évapotranspiration et le déficit en eau annuel moyen sont des indicateurs utiles pour déterminer si une région peut se prêter à l'extraction de la tourbe.

La tourbe commerciale peut s'extraire par voie sèche et par voie humide (Aspinall et Hudak, 1980; Carncross, 1980 et Tomiczek et al., 1982). Les méthodes sèches (broyage ou extraction de carrés de tourbe) permettent d'extraire de la tourbe contenant de 35 à 50% d'humidité. Dans ce cas, la phase d'extraction proprement dite doit être précédée d'importants travaux préparatoires, principalement d'opérations de drainage et de nivelage. Étant donné qu'elles nécessitent l'assèchement des champs, les méthodes sèches sont grandement subordonnées à des facteurs météorologiques. Les méthodes d'extraction à sec sont les plus fréquemment utilisées pour la production de tourbe combustible et horticole.

Les méthodes d'extraction humide produisent de la tourbe dont la teneur en eau varie de 80 à 98%, selon le type d'équipement utilisé. Cette boue liquide tourbeuse est ensuite pompée vers l'usine pour y être asséchée. Cette méthode nécessite peu de travaux préparatoires sur le site, et elle est utilisée sous climat très humide ou lorsque les tourbières sont difficiles à drainer.

Les méthodes actuelles d'extraction ne conviennent qu'aux tourbes non gelées; or, environ 60% des tourbières canadiennes le sont. En effet, les tourbières gelées en permanence, à forte teneur en glace, ne peuvent être exploitées à l'aide des techniques existantes, et la mise au point de nouvelles méthodes sera nécessaire.

GRANULATS ET AUTRES RESSOURCES MINÉRALES NON MÉTALLIQUES D'ÂGE QUATERNAIRE

W.A.D. Edwards

Les granulats sont des matériaux de construction durs et inertes qui, mélangés avec des ciments bitumineux ou Portland, servent à fabriquer le béton, le mortier et l'asphalte. On les emploie également sans ciment comme ballast de chemin de fer, dans la construction des routes et dans l'industrie de la construction. Il convient de distinguer les granulats minéraux, par exemple le sable, le gravier ou la pierre concassée, et les granulats synthétiques ou fabriqués, par exemple le béton ou l'asphalte recyclés, l'argile ou le shale calcinés, ou le laitier des hauts-fourneaux. Ce sont des matériaux essentiels à la construction des infrastructures urbaines et de transport, et à la réalisation des mégaprojets.

Au Canada, les granulats sont principalement tirés des dépôts de sable et de gravier bien qu'à certains endroits, la pierre concassée en forme une part importante. La plupart des dépôts de sable et de gravier proviennent de graviers de plaines d'inondation ou de terrasses postglaciaires, d'alluvions fluvioglaciaires (notamment des kames, des eskers, des deltas-kames et des deltas glaciomarins) et de graviers préglaciaires enfouis dans des vallées ou coiffant des plateaux (tableau 11-6). Dans certains cas, les matériaux de la taille des sables et des graviers sont prélevés par tamisage dans des tills ou dans des dépôts de plage ou éoliens. Le tableau 11-7 donne des exemples récents de cartographie et d'inventaire des ressources granulaires.

Les granulats de toute source comptent parmi les ressources minérales non métalliques les plus utiles au Canada. En effet, la valeur de leur production brute en 1981 et 1982 (tableau 11-8) a dépassé 500 millions de dollars par année (Stonehouse, 1984)

Utilisation et production des granulats

En 1980, 70% de la consommation canadienne de sable et de gravier et 38% de la consommation de pierre concassée ont été utilisés pour la construction et l'entretien des réseaux de transport (y compris les autoroutes et les chemins de fer). Dans certaines provinces, par exemple l'Île-du-Prince-Édouard, le Nouveau-Brunswick et la Saskat-

Edwards, W.A.D.
1989: Agrégats et autres ressources en minéraux non métalliques du Quaternaire. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 11, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Tableau 11-7. Exemples de travaux de cartographie et d'inventaire des ressources granulaires au Canada.

Colombie-Britannique	Québec
Clague et Hicock, 1976 Hora et Basham, 1980 Leaming, 1968 McCammon, 1977	Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, 1984 St-Maurice et al., 1984
Alberta	Nouveau-Brunswick
Edwards, 1979, 1984 Edwards et Hudson, 1984 Hudson, 1981 Shetsen, 1981	Barnett, 1982 Barnett et al., 1977 Parise et Barnett, 1981
Saskatchewan	Nouvelle-Écosse
Mollard, 1979 Simpson, 1984	Commission canadienne des transports, 1978 Fowler, 1982 Fowler et Dickie, 1978 Wright, 1981
Manitoba	Terre-Neuve
Jones et Bannatyne, 1982 Large, 1978 Large et Ringrose, 1981 Ringrose et Large, 1977	Environmental Geology Section, 1980 Grant, 1974 Kirby et al., 1983 Vanderveer et al., 1981
Ontario	Territoire du Nord-Ouest et Yukon
Cowan, 1977 Peat et al, 1981 Proctor and Redfern Limited, 1974 Scott, 1983	Mollard, 1982 Monroe, 1972a, b Thomas et Rampton, 1982 Walmsley, 1981

chewan, 80 à 90% de la production totale annuelle est affectée à des projets de transport.

Les centres urbains constituent les principaux marchés de granulats dans de nombreuses régions. Ainsi, l'agglomération de Vancouver et les basses terres du Fraser consomment ensemble environ la moitié de la production annuelle de granulats de la Colombie-Britannique; Edmonton et Calgary réunies utilisent la moitié de la production de l'Alberta, Winnipeg, jusqu'à la moitié de la production annuelle du Manitoba, et la communauté urbaine de Toronto, environ le quart de la production de l'Ontario.

D'après la Commission canadienne des transports (1978), la réalisation de projets spéciaux ou de mégaprojets peut nécessiter des quantités énormes de matériaux. Dans les Territoires du Nord-Ouest, les besoins en sable et en gravier pour l'exploration pétrolière et gazière (construction de camps, de quais, de pistes d'atterrissage, de routes et d'îlots de forage) entre 1972 et 1976 ont dépassé 6×10^6 t, par rapport à une consommation totale d'environ $2{,}4 \times 10^6$ t en 1977. En Alberta, on s'attend que la construction de chaque nouvelle mine à ciel ouvert de sables bitumineux nécessitera 40×10^6 t de granulats, soit davantage que la consommation totale annuelle de la province. Au Québec, l'aménagement hydroélectrique de la baie James a nécessité l'utilisation d'environ 20×10^6 t de granulats en 1977, et il semble bien que la tenue des Jeux olympiques à Montréal explique pourquoi, en 1975, la consommation de granulats pour la production de béton a été la plus forte jamais enregistrée.

La prédominance des dépôts de sable et de gravier parmi les ressources granulaires (tableau 11-8) tient à l'abondance au Canada de ces dépôts non consolidés, généralement fluvioglaciaires ou fluviatiles. En effet, la proximité des sources et la facilité d'exploitation réduisent les coûts de production. Étant donné le faible prix unitaire des granulats et leur volume encombrant, le transport des granulats représente généralement l'élément majeur des coûts à la consommation. Les distances maximales de transport dans chacune des provinces sont données au tableau 11-9.

La pierre concassée est la solution adoptée lorsque son prix est concurrentiel, que des dépôts non consolidés ne sont pas disponibles ou que la qualité exigée des granulats ne peut être trouvée dans les matériaux des dépôts en surface. Les granulats légers incluent les matériaux suivants: l'argile gonflante, le shale, l'ardoise, la perlite ou la vermiculite, le laitier de sous-produit et la pierre ponce. Malgré un coût de production plus élevé, les granulats légers peuvent concurrencer le sable, le gravier et la pierre concassée dans certains cas, notamment pour la production de bétons légers.

Comme les besoins en granulats sont énormes et que l'on cherche à s'approvisionner le plus près possible des centres de consommation, les sources, les coûts et le mode de transport peuvent varier beaucoup à l'intérieur d'une même province. L'agglomération de Vancouver en Colombie-Britannique et la région de Windsor-Sarnia en Ontario importent des quantités appréciables de granulats des États-Unis, et d'autres provinces l'ont déjà fait pour répondre à des besoins particuliers. Toutes les provinces, excepté l'Île-du-Prince-Édouard et Terre-Neuve, exportent des granulats aux États-Unis. En 1981, plus de 2×10^6 t de granulats canadiens ont été expédiées aux États-Unis et même aux Bermudes (tableau 11-8).

Perspectives d'approvisionnement en granulats

Le Canada a la chance de posséder, presque partout sur son territoire, une abondance de matériaux granulaires non consolidés d'origine fluviatile et fluvioglaciaire. Ce remarquable stock de granulats non consolidés s'épuise pourtant, et il y a pénurie à de nombreux endroits (fig. 11-5). Déjà, la diminution des ressources a donné lieu à des conflits d'utilisation des sols, provoquant des réactions de la part du public et obligeant les gouvernements à intervenir; elle a rendu nécessaires des études géologiques et des évaluations de ressources, afin de combler les besoins d'information sur le sujet; elle a fait augmenter d'autant l'utilisation de la pierre concassée et du till; elle a entraîné une augmentation des coûts, les distances à franchir étant plus longues, et la pierre concassée ou les granulats synthétiques étant plus chers à produire; elle a incité les organismes compétents à dresser des inventaires et à établir des prévisions de l'offre, de la demande et de l'utilisation dans le cas des ressources en voie d'épuisement.

Tous les territoires et provinces ont fait la cartographie de leurs ressources granulaires et continuent de le faire (fig. 11-5). Normalement, ces études sont suivies d'évaluations économiques qui prennent notamment en considération la consommation prévue de granulats par les divers marchés d'une région, ainsi que la diminution concomitante des approvisionnements. Des évaluations de ce genre ont été faites pour plusieurs des régions où la

Tableau 11-8. Production et valeur des ressources canadiennes en granulats.

	Sable et gravier		Pierre concassée		Granulats légers*	
	(x 10^3 t)	(x 10^3 $)	(x 10^3 t)	(x 10^3 $)	(x 10^3 t)	(x 10^3 $)
Production totale						
1981	259 661	517 002	81 129	281 895	1 001	20 305
1980	276 452	508 364	97 535	303 262	1 102	25 971
Importations						
1981	1 447	6 084	2 561	16 162		
1980	1 210	4 480	2 457	13 610		
Exportations						
1981	310	953	1 758	6 007		
1980	384	924	2 214	6 176		

*Production à partir de matières premières canadiennes :
1981 : 520 000 t, 7 091 000 $; 1980 : 624 000 t, 10 261 000 $

Source : Stonehouse, 1984

Tableau 11-9. Distances maximales de transport des granulats (1983).

Province	Distances (km) et mode de transport
Colombie-Britannique	100 (camion) 120 (barge), 200 (chemin de fer; ballast et enrochement de voie ferrée)
Alberta	100 (camion)
Saskatchewan	110 (chemin de fer)
Manitoba	80 (camion)
Ontario	160 (chemin de fer, camion) 150 (navire)
Québec	100 (camion) 100 (barge, Îles-de-la-Madeleine)
Nouveau-Brunswick	100 (camion)
Nouvelle-Écosse	110 (camion), 250 (barge)
Île-du-Prince-Édouard	205 (chemin de fer, camion, barge - Nouvelle Écosse)
	310 (chemin de fer, camion, barge - Nouveau-Brunswick)
Terre-Neuve	180 (camion)
Yukon	30 (camion)
Territoires du Nord-Ouest	50 (camion)

Source : Données non publiées fournies par les directions des mines des ministères provinciaux et les organismes territoriaux.

demande est la plus forte. La figure 11-5 présente une prévision de la diminution des ressources granulaires jusqu'au temps où s'exercera une pression sur les sources actuelles d'approvisionnement (seuil critique).

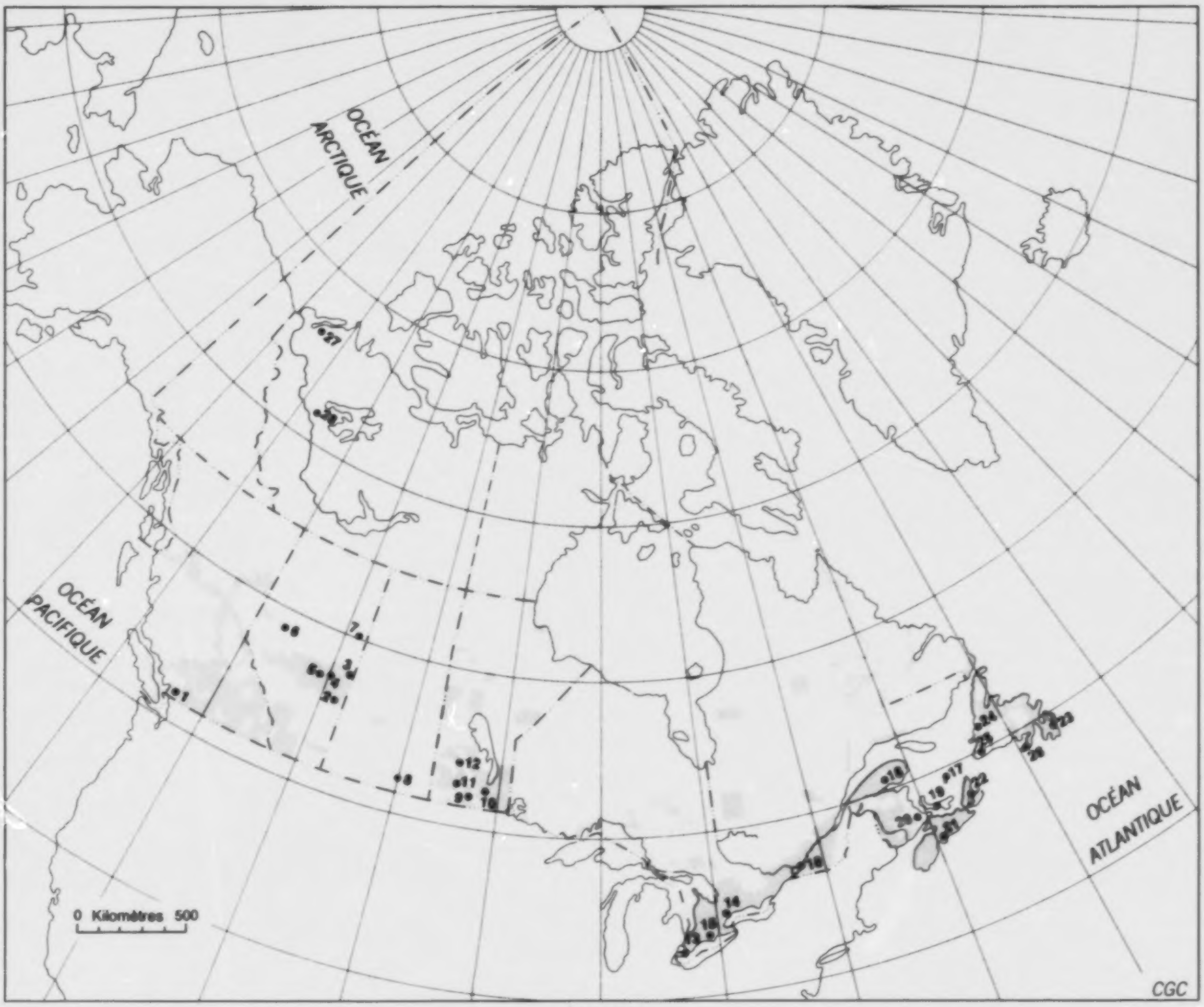
Autres ressources en minéraux non métalliques

Les granulats se classent au premier rang des ressources non métalliques quaternaires pour ce qui est de la valeur de la production. Mais il existe d'autres ressources importantes, comme le sable siliceux, l'argile, la tourbe, la marne et le sulfate de sodium.

Au Canada, la silice industrielle provient essentiellement de roches consolidées. Le Quaternaire en fournit également, par exemple le sable siliceux non consolidé de la région de Bruderheim, 35 km au nord-est d'Edmonton, utilisé pour la fabrication d'isolants en fibre de verre. On emploie, après traitement, le sable extrait des dunes datant de l'Holocène, dont la région possède des réserves suffisantes pour un grand nombre d'années.

Un peu partout au Canada, des dépôts d'argile et de shale sont exploités pour la fabrication de briques et d'autres produits céramiques. Le shale et les sédiments argileux pré-quaternaires sont les principales sources de matériaux utilisés pour la fabrication de briques et de poteries, mais des matériaux quaternaires et holocènes sont aussi utilisés. Ainsi l'industrie des produits céramiques utilise des sédiments lacustres ou marins sans cailloux, des tills remaniés, des argiles interglaciaires et des argiles de plaines d'inondation. Au Québec, des briques et des tuiles sont fabriquées à partir d'argiles glaciolacustres; en Ontario et en Alberta, certaines argiles, seules ou mélangées à du shale, servent à la fabrication de la brique. Au Manitoba et en Alberta, des argiles glaciolacustres sont employées dans la production de granulats légers.

Le sulfate de sodium est employé dans la fabrication de pâte à papier par le procédé « Kraft » et dans la production de détersifs, de verre et d'autres produits chimiques. On l'extrait des lacs alcalins et des plaines de sel du sud de la Saskatchewan et du sud-est de l'Alberta. Étant donné le climat semi-aride, le sulfate de sodium y est concentré dans des bassins naturels fermés (Last, 1984). Les sels dissous dans le sol sont transportés vers ces bassins par les eaux souterraines; l'été, une intense évaporation concentre la saumure presque jusqu'au point de saturation, et l'automne, la chute des températures provoque la cristallisation et la précipitation du sulfate de sodium sous forme de mirabilite, communément appelée « sel de Glauber ». En Saskatchewan, 21 gisements renferment une quantité de sulfate de sodium estimée à 50 x 10^6 t. En 1981, la production totale de la Saskatchewan a légèrement dépassé 500 000 t, pour une valeur de plus de 36 millions de dollars. En Alberta, le sulfate de sodium est extrait d'un gisement situé au lac Metisko, environ 200 km à l'est de Red Deer; la capacité de production annuelle de la mine est d'environ 75 000 t, et sa production en 1983 a été évaluée à 3,9 millions de dollars. La Colombie-Britannique, pour sa part, produit de faibles quantités de carbonate de sodium, de sulfate de sodium et de sulfate de magnésium, provenant de plusieurs petits bassins des régions semi-arides de l'intérieur (Barry, 1981).



LÉGENDE

RÉGION	ANNÉE OÙ LA DIMINUTION DES RESSOURCES LOCALES DEVRAIT ATTEINDRE UN SEUIL CRITIQUE
Colombie-Britannique	
1 *District de Langley*	*atteint*
1 *District de Maple Ridge*	*atteint*
1 *District de Matsqui*	*atteint*
1 *Districts de Chilliwack, d'Abbotsford et de Mission*	*1990*
1 *Vancouver et les environs*	*après 1990*
Alberta	
2 *Coronation*	*atteint*
3 *Cold Lake*	*2025*
4 *Vegreville*	*atteint*
5 *Edmonton*	*2020*
6 *Valleyview*	*atteint*
7 *Fort McMurray*	*atteint*
Saskatchewan	
8 *Weyburn*	*atteint*
Manitoba	
9 *Portage la Prairie*	*atteint*
10 *Winnipeg*	*2030*
11 *Brandon*	*après 2030*
12 *Dauphin*	*après 2000*
Ontario	
13 *Windsor/Sarnia*	*atteint*
14 *Toronto*	*atteint, épuisement d'ici 2010*
15 *Middlesex, Elgin, Oxford*	*après 2001*
Québec	
16 *Gaspésie*	*atteint*
17 *Îles-de-la-Madeleine*	*atteint*
18 *Montréal*	*atteint (sable et gravier)*
Île-du-Prince-Édouard	
19 *Île-du Prince-Édouard*	*atteint (importations)*
Nouveau-Brunswick	
20 *Moncton*	*atteint*
Nouvelle-Écosse	
21 *Halifax*	*atteint (sable)*
22 *Sydney*	*atteint (sable)*
Terre-Neuve	
23 *St. John's*	*atteint*
24 *Corner Brook*	*atteint*
25 *Marystown*	*atteint*
26 *Port aux Basques*	*atteint*
Territoires du Nord-Ouest	
27 *Inuvik*	*atteint*
28 *Norman Wells*	*atteint*

Figure 11-5. Carte des ressources en agrégats au Canada (zones en rose) et régions subissant une pression sur les ressources.

On groupe sous le nom de « marnes » toute une gamme de dépôts calcaires, allant des calcaires purs à des argiles très calcaires, non consolidées, formées en eaux douces ou en milieu marin. Les marnes servent surtout comme matière première dans la fabrication du ciment, mais il est fort probable qu'on s'en servira aussi en agriculture pour l'amendement des sols trop acides. En milieu non marin, des dépôts de marnes peuvent se former lorsque les conditions suivantes sont réunies: présence d'une source de carbonates dans les sédiments glaciaires ou dans le substratum rocheux, à proximité de la surface; lessivage des carbonates par des eaux d'infiltration souterraines; transport des ions de calcium et de bicarbonate dans un aquifère perméable; remontée en surface sous forme de sources ou de suintements ou dans des lacs et précipitation du carbonate de calcium. De nombreux petits lacs de la Colombie-Britannique contiennent des marnes qui ont été utilisées localement à des fins agricoles. En Alberta, les réserves de marnes sont estimées à 10×10^6 m^3, dont plus de 4×10^6 m^3 proviennent du dépôt du lac Half Way situé au nord d'Edmonton, où s'approvisionnait jusqu'à tout récemment l'industrie du béton. De nombreux dépôts de marnes sont connus en Ontario et au Québec, où certains ont été exploités commercialement. Les dépôts de marnes marines comportent aussi des sédiments argilo-silteux riches en fragments de coquilles, comme ceux que l'on trouve sur la côte de la Colombie-Britannique (Mathews, 1947).

RESSOURCES PLACÉRIENNES DU CANADA

S.R. Morison

Au sens habituel, un placer est une accumulation de minéraux lourds que l'érosion a arrachés à des gîtes de type filonien et qui se sont concentrés par sédimentation sous l'action dynamique de la gravité, de l'eau, du vent ou de la glace. Cependant, comme nous le verrons plus loin, certains placers peuvent se former par croissance des minéraux sur le site même de leur formation. La présente section s'inspire beaucoup des excellentes descriptions de gîtes aurifères faites par Boyle (1979). Au Canada, l'âge des placers varie des gisements d'uranium précambriens (paléoplacers) de la région de Blind River-Elliot Lake aux gîtes aurifères modernes accumulés sur les bancs du fleuve Fraser. Bien que l'objet de cette partie du chapitre réside dans les gîtes aurifères et les placers quaternaires, nous nous intéresserons également aux placers du Tertiaire qui, dans de nombreux cas, ont été la source des gisements quaternaires.

Source et classification des placers aurifères

La connaissance du lieu d'origine de l'or concentré dans un placer a un intérêt économique, puisque l'on peut supposer que cette source pourrait fournir de l'or en plus grande quantité et de façon moins aléatoire que le placer lui-même. La recherche du filon d'origine (« mother lode ») est fondée sur l'hypothèse selon laquelle l'or placérien est d'origine détritique et que sa source peut être localisée au moyen des caractéristiques dynamiques et physiques du milieu sédimentaire où le concentré s'est formé. Boyle (1979) distingue les types de sources possibles de l'or placérien: 1) gîtes filoniens importants, 2) masses éparses de quartz légèrement aurifères, 3) or en quantités infimes dans divers types de roche et 4) placers antérieurs. Les sources du premier et du deuxième types ne valent que dans l'hypothèse selon laquelle l'or a une origine purement détritique: le placer se forme lorsque la roche encaissante et les filons s'érodent et que les particules d'or, lourdes et stables, se concentrent sous l'action de processus colluviaux et alluviaux. Dans le cas de sources du troisième type, plusieurs étapes additionnelles interviennent entre la libération de l'or des roches encaissantes et des filons, et la concentration des particules aurifères dans le placer: par suite de l'oxydation et de la destruction des minéraux hôtes (la pyrite par exemple), des traces d'or passent en solution; en milieu réducteur, l'or dissous peut alors précipiter. Un aquitard, par exemple une couche argileuse ou des roches consolidées sous-jacentes à des sédiments grossiers, représente un site favorable à la précipitation de l'or en solution.

L'importance relative de ces diverses sources d'or n'est pas encore bien comprise. En effet, dans de nombreux cas, il ne semble pas y avoir de lien entre l'existence d'un substratum rocheux favorable et la quantité d'or extraite d'un placer (Boyle, 1979).

Enrichissement secondaire

L'enrichissement secondaire est la concentration de l'or sous l'effet du transport en solution et de la précipitation. De nombreux chercheurs se sont penchés sur ce phénomène et sur les processus connexes de migration supergène de l'or, par exemple Stokes (1906), Lenher (1912, 1918), Krauskopf (1951), Cloke et Kelly (1964), Kinkel et Lesure (1968), Chernyayev et al. (1969), Goleva et al. (1970), Lesure (1971), Lakin et al. (1971), Boyle et al. (1975) et Boyle (1979). Dans les dépôts formés par enrichissement secondaire, il n'y a aucune évidence de triage mécanique, ni d'accumulation de minéraux lourds, et l'or peut être présent à des endroits où des cours d'eau n'auraient pu le transporter (par exemple, dans des fractures profondes de la roche). Parmi les types morphologiques attribués à la migration supergène, mentionnons l'or en filaments, l'or en feuillets (dans les fractures du substratum), les pépites à structure concentrique et l'or dendritique. La précipitation se produit sur des surfaces enfouies et dans des fractures, dans la roche consolidée, ainsi que dans les colluvions et alluvions (qui peuvent également contenir de l'or détritique); cette précipitation semble le plus souvent associée d'une façon ou d'une autre aux matières organiques.

Placers colluviaux

Les placers colluviaux se développent préférentiellement sur les pentes où se produit un déplacement des sédiments superficiels, généralement sur une surface altérée; ils sont souvent associés à des filons primaires.

Les processus de concentration incluent le vannage et le tri accompagnant la migration des minéraux lourds vers le bas des versants. La pente, l'épaisseur et la nature du matériau du versant (par exemple, éboulis, reptation, soli-

Morison, S.R.
1989: Ressources placériennes du Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 11, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

fluxion), son coefficient de friction interne et le gel saisonnier sont autant de facteurs qui influent sur la teneur et la nature des placers colluviaux (Boyle, 1979). Ces gisements peuvent être classés selon leur position sur le versant par rapport au filon d'origine. Ainsi, les placers éluviaux ont des limites qui coïncident approximativement avec celles de la source filonienne, les placers illuviaux s'étendent de la source jusqu'au bas du versant, et les placers proluviaux sont ceux formés au bas des versants (fig. 11-6). Les processus colluviaux lors de l'incision du système fluvial sont importants puisqu'ils contribuent à alimenter en or les placers alluviaux. Il est également important de signaler que l'or associé aux placers colluviaux est formé de grains d'autant plus gros qu'il se trouve à proximité de la source primaire; d'après Boyle (1979), la granulométrie de l'or et sa qualité diminuent avec l'éloignement de la région source.

Placers alluviaux

Les placers alluviaux se sont formés dans des cours d'eau anciens et contemporains, en fonction des conditions hydrauliques et des apports en or et en autres sédiments (Boyle, 1979). Tous les milieux fluviaux, comme les ruisseaux, les ravins, les cours d'eau anastomosés et méandriques ainsi que les cônes de déjection, ont le potentiel de concentrer et de préserver des minéraux lourds.

On distingue essentiellement les placers de ravin et les placers fluviatiles. Ceux du premier type sont associés à des ruisseaux et des ravins; ils se rencontrent dans des terrains très disséqués aux versants profondément altérés et recouverts de colluvions; les vallées y sont étroites et encaissées. Le cours d'eau, à débit saisonnier, s'écoule sur des pentes moyennes à fortes. Les alluvions qui en résultent sont généralement minces et constituées de graviers mal triés, anguleux et d'origine locale. Les zones exploitables sont régulières et ont une relative continuité latérale; elles se trouvent à la surface du substratum, ou à proximité, dans le talweg du ravin (fig. 11-7). L'or a une granulométrie généralement grossière, et le cortège de minéraux lourds associés est étroitement lié à la minéralogie locale du substratum (Boyle, 1979).

Les placers fluviatiles sont plutôt associés à des rivières à chenaux anastomosés et méandriques et à des cônes alluviaux; les vallées sont souvent larges. Dans les rivières à méandres, les minéraux lourds peuvent s'accumuler dans les dunes ou les pavages du chenal principal. Les bancs alluviaux édifiés sur la rive convexe représentent également des sites favorables à l'accumulation de minéraux lourds durant les crues. Dans les rivières à chenaux anastomosés, l'or détritique se répartit de façon sporadique et discontinue (Smith et Minter, 1980). Les minéraux lourds sont concentrés de préférence dans les bancs transversaux, dans les coudes des chenaux, à la jonction des chenaux ainsi que dans les zones d'écoulement convergent. Des concentrations se forment aussi parfois durant l'alluvionnement de graviers proximaux, sous forme de minces couches diffuses de gravier (Hein et Walker, 1977) ou sous forme de bancs isolés. En résumé, la zone productive des placers fluviatiles peut prendre diverses formes: bandes linéaires parallèles aux chenaux ou zones discontinues qui ne sont pas nécessairement limitées à la base des accumulations alluviales.

Placers glaciaires

L'érosion glaciaire à la base des inlandsis tend à démanteler les dépôts de graviers pré-glaciaires situés dans les vallées parallèles à l'écoulement glaciaire. Ces dépôts anciens ont pour la plupart été incorporés à la charge sédimentaire des glaciers. Les dépôts de contact glaciaire, tels que kames, eskers, moraines et sédiments proglaciaires, peuvent contenir par endroits de petites quantités d'or (Boyle, 1979; Morison, 1985). Cependant, l'or détritique est très dispersé dans les dépôts glaciaires; cet or doit générale-

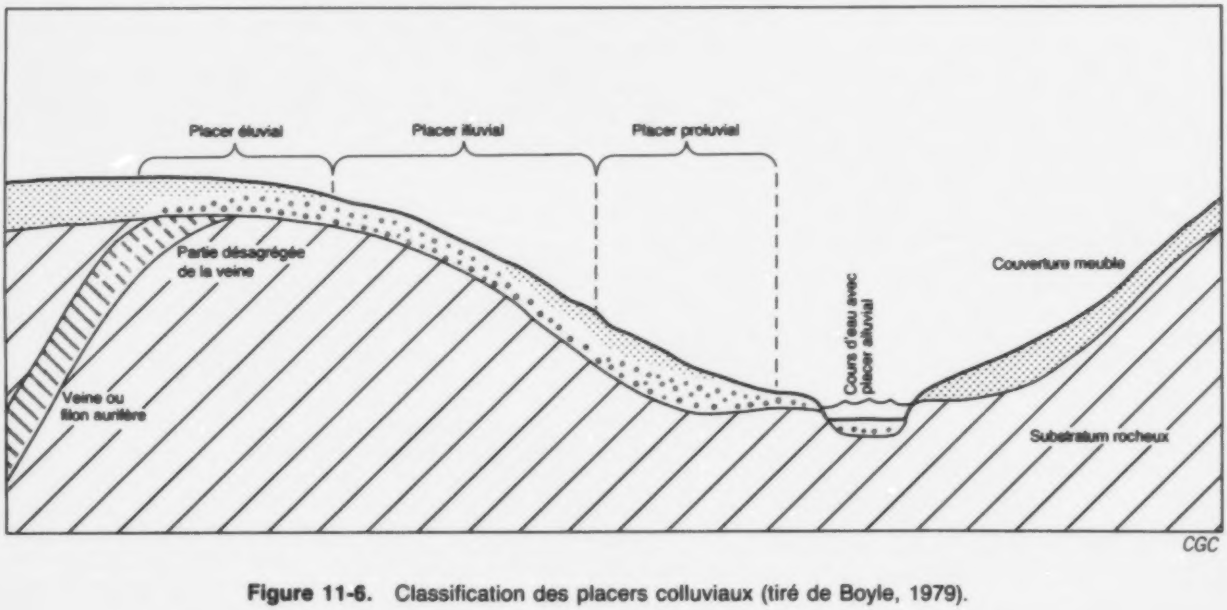


Figure 11-6. Classification des placers colluviaux (tiré de Boyle, 1979).

ment être repris et redéposé par les cours d'eau postglaciaires pour atteindre des concentrations économiquement exploitables (Boyle, 1979).

Placers littoraux

Les placers de plage sont formés sur des rivages soumis à une action intense des vagues, là où les particules plus denses sont séparées des plus légères sous l'action des courants littoraux et des vagues. Les zones exploitables suivent la ligne de rivage et contiennent généralement de l'or à grain fin et d'excellente qualité (Boyle, 1979). Nelson et Hopkins (1972) ont décrit des accumulations d'or détritique dans les sédiments de la mer de Bering au large de Nome, en Alaska. La concentration de l'or y est due au remaniement, au cours des régressions et transgressions marines, de débris aurifères déposés sur la plate-forme continentale durant les glaciations.

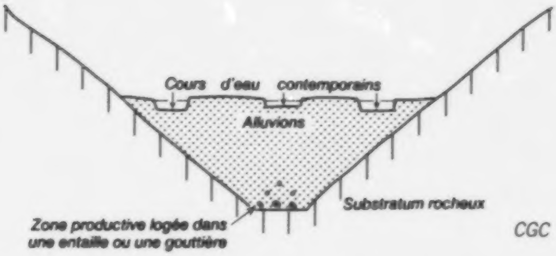


Figure 11-7. Zone productive dans un placer de ravin (tiré de Boyle, 1979).

Répartition et stratigraphie des placers aurifères

Les divers types de placers décrits ci-dessus se rencontrent au Canada dans cinq types de contextes stratigraphiques (tableau 11-10). Il est généralement admis que l'or a été libéré par altération du substratum rocheux, soit au Tertiaire, soit durant les périodes non glaciaires ou interglaciaires du Quaternaire. Les placers alluviaux préglaciaires ou non glaciaires du Pliocène et du Pléistocène sont généralement situés sur des terrasses ou des gradins recouverts de sédiments glaciaires ou d'alluvions non aurifères. Les placers alluviaux interglaciaires forment des remblaiements dans les fonds de vallées ou des terrasses dans des bassins versants qui ont échappé aux effets de l'érosion glaciaire. Durant les glaciations, les processus d'érosion et de transport sous-glaciaires et proglaciaires ont pu incorporer l'or du substratum ou des paléoplacers à la charge glaciaire. Les placers holocènes existent sous forme de plaines et terrasses alluviales, de colluvions et de dépôts de versants, ainsi que de dépôts marins littoraux ou prélittoraux.

Tableau 11-10. Stratigraphie et caractéristiques générales des placers aurifères au Canada.

Période	Tertiaire	Quaternaire Pléistocène			Holocène
		Préglaciaire ou non glaciaire	Interglaciaire	Glaciaire	
Milieu de sédimentation du placer et contexte géomorphologique	Sédiments alluviaux enfouis dans des terrasses perchées	Sédiments alluviaux enfouis dans des terrasses perchées; sédiments alluviaux de fond de vallée; terrasses alluviales	Sédiments alluviaux de fond de vallée; terrasses alluviales	Terrasses de dépôts proglaciaires et de contact; moraines et drift	Plaines et terrasses alluviales de fond de vallée; colluvions et dépôts de versant; dépôts marins littoraux et pré-littoraux
Caractéristiques générales des sédiments	Sédiments matures; alluvions bien triées présentant un assemblage diversifié de faciès sédimentaires	Graviers d'origine lithologique locale, alluvions moyennement à bien triées, à stratification floue à distincte	Graviers polylithologiques; alluvions moyennement à bien triées, à stratification floue à distincte	Graviers polylithologiques (régionaux); tri et stratification variant selon le type de sédiments glaciaires	Graviers polylithologiques alluvions moyennement à bien triées, à stratification floue à distincte; dépôts de versant massifs et mal triées; sables de plage bien triés
Répartition de l'or	La concentration augmente avec la profondeur	Concentrations isolées jusqu'aux zones productives à la base des alluvions	Concentrations isolées jusqu'aux zones productives à la base des alluvions	Dispersé dans tout le dépôt	Concentrations isolées jusqu'aux zones productives à la base des alluvions; les zones productives suivent la morphologie du versant et la direction du rivage
Problèmes d'exploitation	Mort-terrain épais	Mort terrain épais; gisements à teneur variable	Gisement à teneur variable	Gisements à faible teneur	Sédiments aurifères en faible volume et à teneur variable
Exemples	"Graviers de White Channel" de la région de Klondike, Yukon	Graviers fluviatiles préglaciaires, bassin versant du ruisseau Clear et terrains non englacés du Yukon	Graviers de cours d'eau interglaciaires dans les districts miniers d'Atlin et de Cariboo, Colombie-Britannique	Graviers fluvioglaciaires, bassin versant du ruisseau Clear, Yukon	Placers des fonds de ruisseaux et de ravins, bassin versant du ruisseau Clear; placers colluviaux dans la région du ravin Dublin, Yukon; placers de plage, îles de la Reine-Charlotte, Colombie-Britannique

Cordillère

La part des placers du Yukon dans la production totale d'or au Canada a atteint 5 %; ce sont les plus importants du Canada. D'après les dossiers des redevances, les placers du Yukon ont produit 11 187 525 onces (347 965 585 g) d'or fin entre 1885 et 1982 (Debicki, 1983). En 1983 et 1984, la production des placers aurifères du Yukon a été respectivement de 75 415 et 75 765 onces d'or fin (Grapes et Morin, 1983; G. Gilbert, Mineral Resources Directorate, Territoire du Yukon, communication personnelle, 1984).

Le Yukon est très particulier dans le contexte canadien, étant donné que le centre ouest et le nord de ce territoire ont échappé à la glaciation (Hughes et al., 1969, 1972) et qu'en conséquence, les placers y sont très bien conservés. Dans les régions du centre et du sud, cependant, les glaciers quaternaires ont érodé et incorporé à leur charge sédimentaire les placers formés dans les vallées parallèles à l'écoulement glaciaire, alors qu'ils ont enfoui ceux des vallées transversales ou obliques à l'écoulement glaciaire.

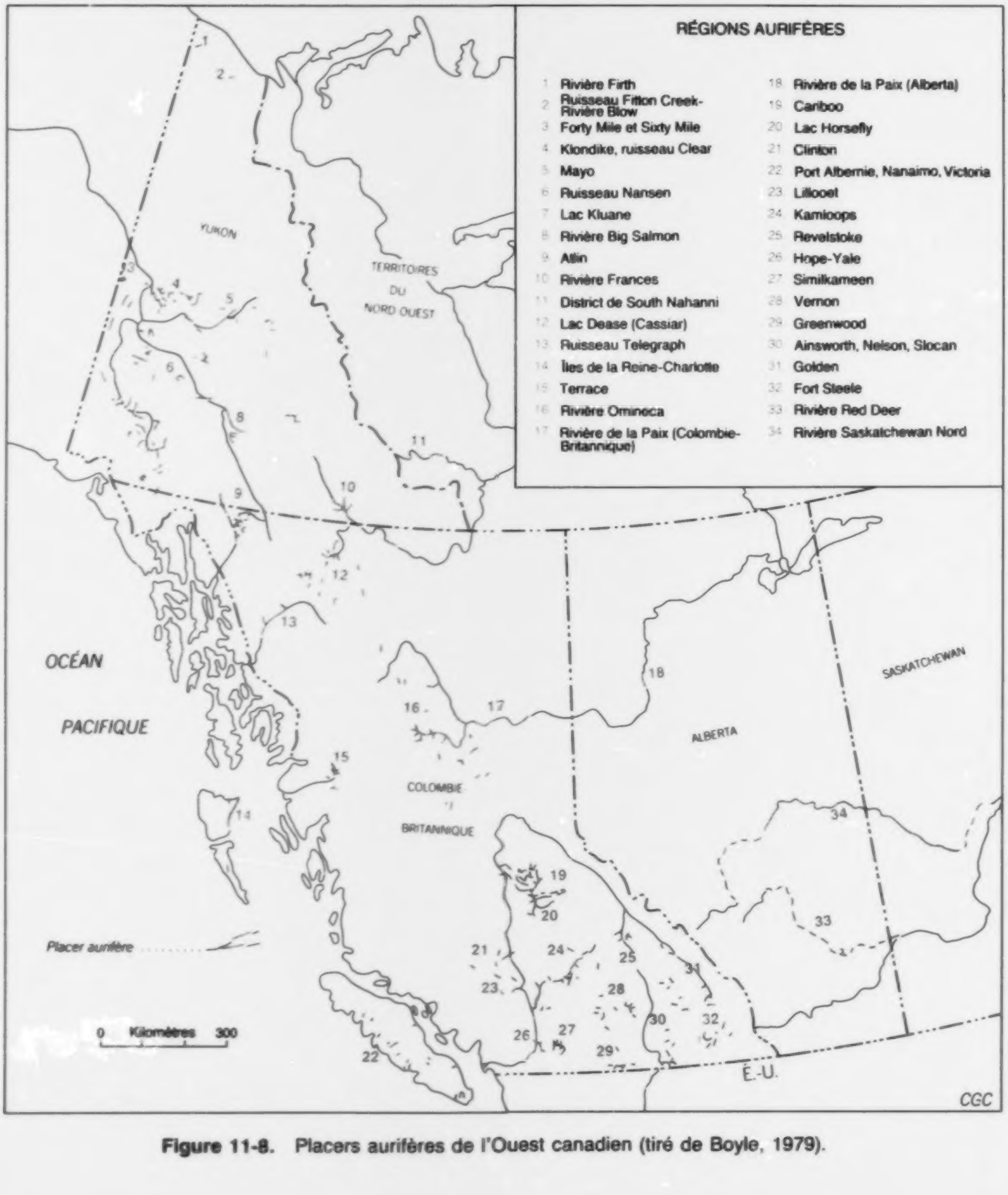


Figure 11-8. Placers aurifères de l'Ouest canadien (tiré de Boyle, 1979).

C'est dans tout le centre et le sud du Yukon que sont situés les districts miniers où des placers aurifères sont exploités (fig. 11-8). Ces placers existent dans une variété de contextes, chacun ayant sa propre histoire sédimentaire. Par exemple, dans le bassin versant du ruisseau Clear (fig. 11-8, 4; Morison, 1983a, b), l'or placérien s'est concentré dans des graviers fluviatiles de fonds de ruisseaux et de ravins, dans des graviers glaciaires et dans des graviers fluviatiles préglaciaires enfouis (fig. 11-9). Dans la région du ravin Dublin (fig. 11-8, 5), de petits placers colluviaux se sont formés sur le substratum local (Boyle, 1979). Les graviers aurifères de la région de Klondike (fig. 11-8, 4), décrits pour la première fois par McConnell (1905, 1907), sont composés de graviers fluviatiles, de graviers de terrasse, des « graviers de White Channel » et des graviers des hautes terrasses (glaciaires) (fig. 11-10). Le dépôt de White Channel (Pliocène?) forme des banquettes situées entre 50 et 100 m au-dessus du niveau actuel des cours d'eau et comporte des unités de graviers jaunes et de graviers blancs (McConnell, 1907). Les sédiments détritiques de White Channel sont caractérisés par une association complexe de lithofaciès qui vont des silts et argiles laminés aux graviers blocailleux massifs et désorganisés. En règle générale, la teneur en or augmente avec la profondeur dans les graviers de White Channel (Gleeson, 1970). Les sédiments de White Channel et leur substratum pourraient également être caractérisés par une altération marquée des argiles. Tempelman-Kluit (1982) a été le premier à établir une relation entre ces indices d'altération et l'enrichissement en or dans la partie inférieure de la séquence de graviers. Pour bien juger de l'importance économique des graviers de White Channel, il faudra au préalable élucider le rapport entre, d'une part, la répartition de l'or et, d'autre part, les lithofaciès de White Channel et leurs équivalents altérés.

À McKinnon Creek, dans la région de la rivière Indian, au Yukon, les roches conglomératiques du Crétacé inférieur (Albien) peuvent renfermer jusqu'à 3,4 g/t d'or (Lowey, 1984). Conventionnellement, ces roches ont été interprétées comme des paléoplacers (McConnell, 1905). Lowey (1984) a cependant présenté des faits selon lesquels

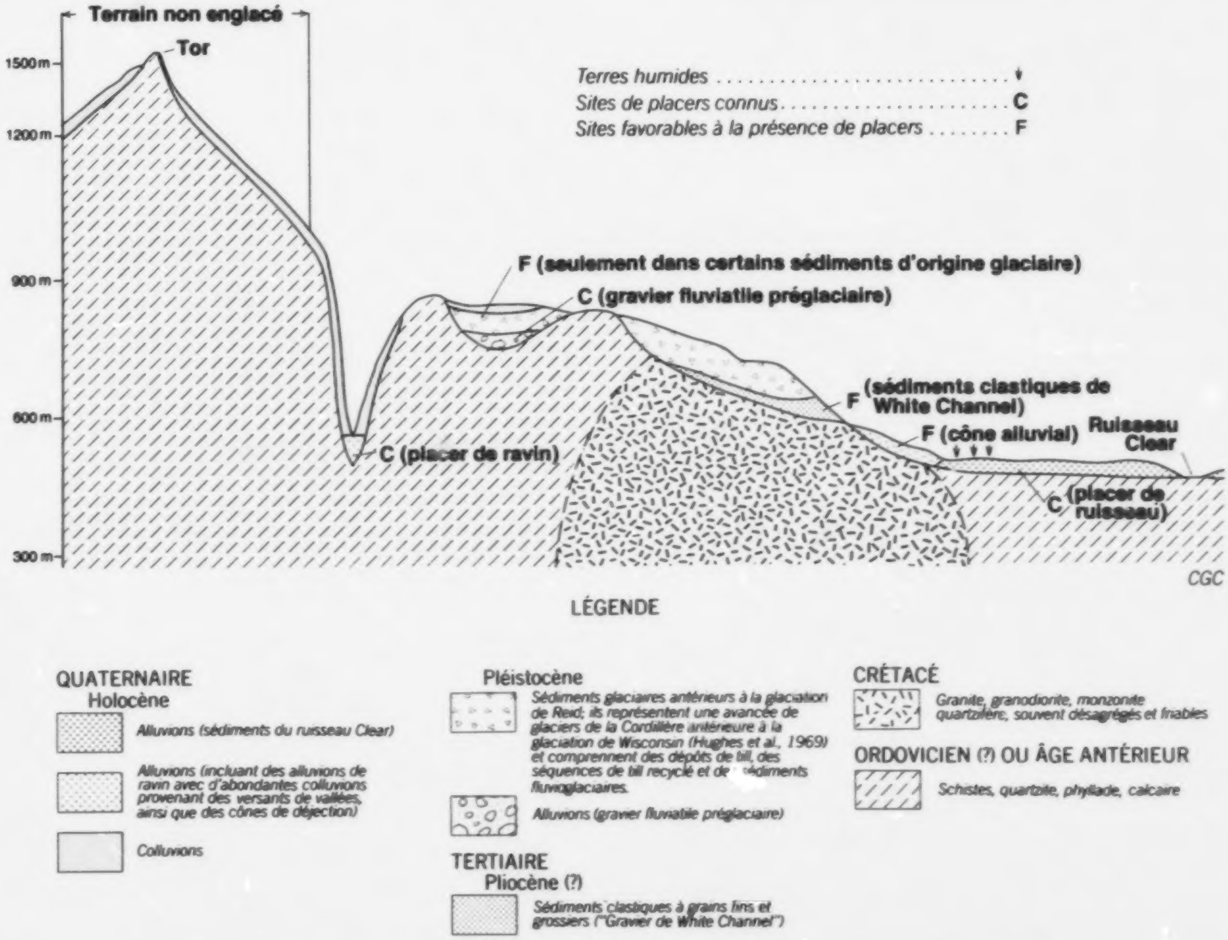


Figure 11-9. Profil schématique du bassin-versant du ruisseau Clear illustrant le cadre géologique et géomorphologique des différents types de placers (tiré de Morison, 1985).

la minéralisation aurifère pourrait être liée à une activité hydrothermale post-sédimentaire.

Entre 1856 et 1981, la production des placers des districts miniers de la Colombie-Britannique s'est chiffrée 4 349 177 onces (163 966 620 g) d'or fin (Debicki, 1984). Les placers de cette province existent dans des graviers tertiaires, des graviers interglaciaires et glaciaires du Quaternaire et des graviers postglaciaires de l'Holocène (tableau 11-10). Dans le district de Princeton (fig. 11-8, 27), les bassins versants de Similkameen et Tulameen renferment des placers remarquables en ce sens qu'ils contiennent, en plus de l'or, du platine en quantités commerciales (Raicevic et Cabri, 1976).

Des placers de plage existent sur l'île Graham, dans les îles de la Reine-Charlotte (Mandy, 1934; fig. 11-8,14). Ces gisements, qui contiennent principalement de la magnétite, ont généralement une faible teneur en or; ces placers résultent du remaniement de sédiments glaciaires aurifères par les vagues et le vent (Boyle, 1979).

Plaines

De tous les bassins hydrographiques des plaines de l'Ouest, le meilleur producteur de placers alluviaux est celui de la rivière Saskatchewan Nord (fig. 11-8, 34; Tyrrell, 1915). En Alberta, d'autres bassins versants sont le site de placers aurifères, notamment ceux des rivières McLeod, Athabasca, de la Paix, Red Deer, Milk et Redwater (Halferdahl, 1965; Giusti, 1983); le chiffre officiel de la production d'or alluvionnaire dans cette province entre 1887 et 1981 est de 31 788 onces d'or fin (Giusti, 1983). En Saskatchewan, les placers alluviaux sont situés sur les rivières Saskatchewan Nord, Waterhen et Poplar (Coombe, 1984). Les dépôts de gravier de la région du lac Leaf, dans le centre est de la Saskatchewan, ont aussi produit de petites quantités d'or (Coombe, 1984). De façon générale, les placers aurifères des plaines de l'Ouest se sont formés dans des graviers alluviaux holocènes et contemporains, mais on n'en connaît pas exactement la source.

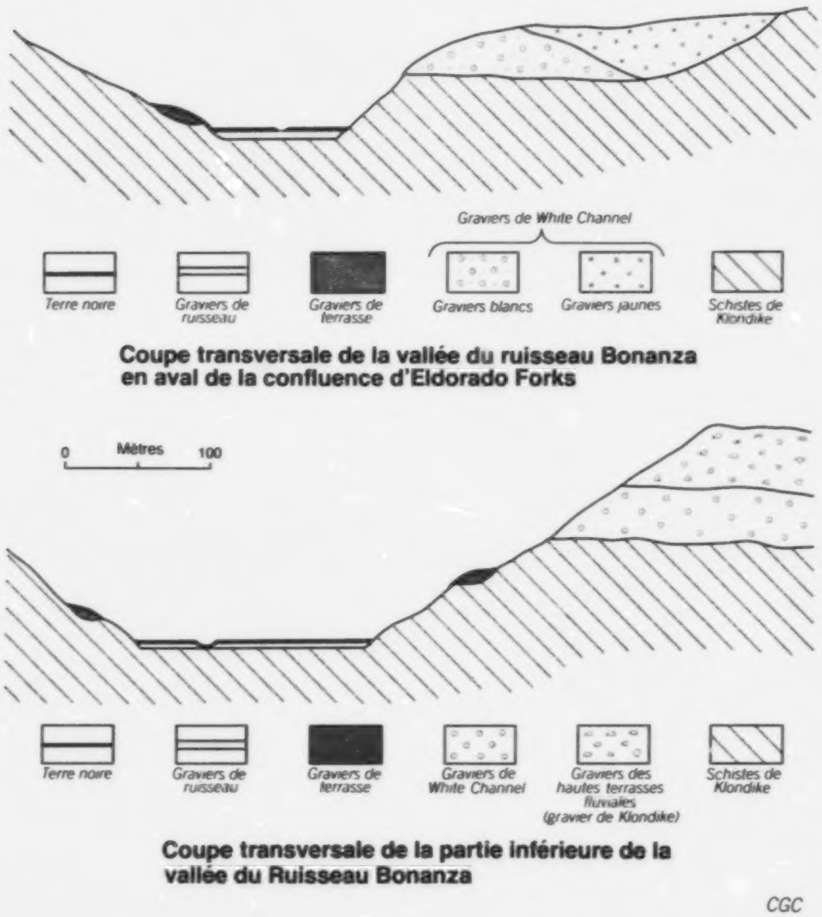


Figure 11-10. Types de gravier dans la région de Klondike (tiré de McConnell, 1905, 1907).

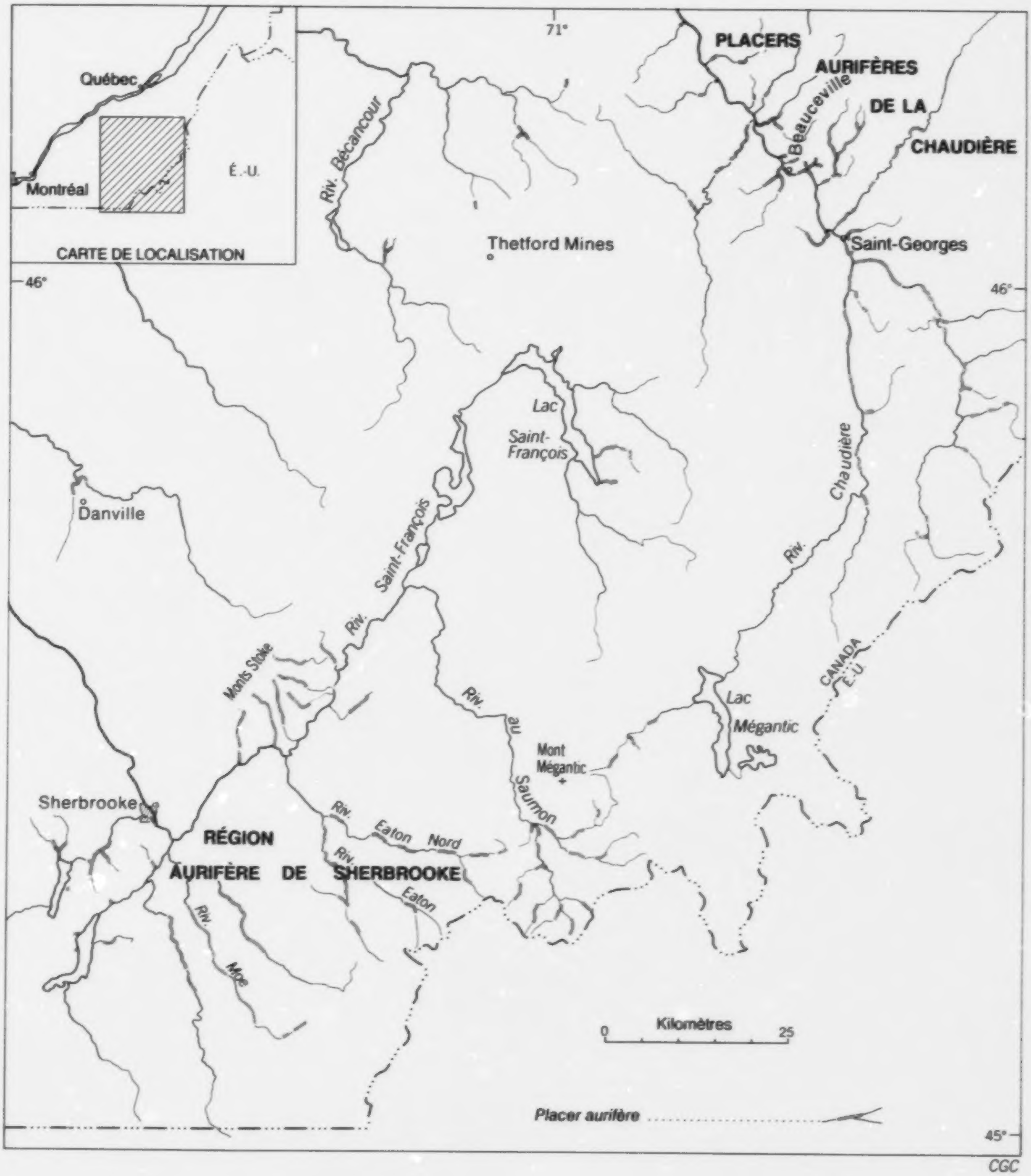


Figure 11-11. Placers aurifères dans le sud-est du Québec (tiré de Boyle, 1979).

Centre du Canada

En Ontario, de l'or a été extrait de graviers fluviatiles et de sédiments glaciaires dans certains bassins versants, notamment ceux des rivières Vermilion, Wanapietei et Grassy et ceux des lacs Meteor, Manitou et Savante (Boyle, 1979). Certains sédiments fluvioglaciaires de la région minière de Timmins-Kirkland Lake en renferment également (Ferguson et Freeman, 1978). La source de cet or est inconnue, mais la finesse des grains laisse supposer qu'il pourrait provenir de filons aurifères soumis à l'érosion glaciaire. Le lecteur est prié de se reporter à Ferguson et Freeman (1978) pour des exemples précis de gisements d'altération et de placers quaternaires en Ontario.

Au Québec, les districts de la Chaudière et de Sherbrooke, en Estrie, sont les deux principales régions où des placers aurifères ont été exploités (fig. 11-11; LaSalle, 1980). Le placer de Beauceville, dans le bassin de la Chaudière, découvert en 1830, a produit 100 000 onces d'or (Boyle, 1979). Des placers aurifères ont aussi été exploités à proximité dans les rivières Gilbert, du Moulin et des Plantes (Boyle, 1979). La compagnie Beauce Placer a dragué la rivière Gilbert de 1959 à 1964 et ainsi récupéré 4 378 onces d'or et 64 onces d'argent (LaSalle, 1980). Dans la région appalachienne du Québec, l'or placérien a probablement été libéré de la roche encaissante et concentré sous l'action de processus d'altération et de dissection fluviale datant du Tertiaire. Nombre de ces dépôts ont été détruits durant la glaciation, mais la diversité topographique a fait que certains placers ont pu être préservés dans les vallées transversales à l'écoulement glaciaire. La plupart des placers exploités semblent constitués de sédiments alluviaux interglaciaires ou de sédiments postglaciaires qui se sont enrichis en or par remaniement fluvial de placers préexistants ou par concentration de l'or disséminé dans les dépôts glaciaires.

Maritimes

La Nouvelle-Écosse a des placers de plages, issus de l'érosion littorale des roches du Groupe de Meguma (Boyle, 1979). Un bon exemple est celui d'Ovens (Nouvelle-Écosse), où environ 2 000 onces d'or ont été extraites de sables de plage aurifères (Malcolm et Faribault, 1929; Boyle, 1979). De plus, au large d'Ovens, sur la plate-forme continentale, de l'or est présent dans des dépôts qui représentent probablement des chenaux fluviatiles abandonnés ou d'anciennes lignes de rivage (Libby, 1969; Boyle, 1979).

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier les personnes suivantes, qui ont révisé le présent chapitre: Peter B. Hale (Administration du pétrole et du gaz des terres du Canada, ministère de l'Énergie, des Mines et des Ressources), Peter J. Rennie (Service canadien des forêts), Dale W. Scott (Commission géologique de l'Ontario), W.H. Mathews (Université de la Colombie-Britannique), J. Brian Bird (Université McGill), Keith Valentine (Centre de recherches sur les terres, Agriculture Canada), W.A. Dixon Edwards (Commission géologique de l'Alberta), ainsi que R.W. Boyle et B.R. Pelletier (Commission géologique du Canada).

BIBLIOGRAPHIE

Adams, G.D., Boissonneau, A.N., Hirvonen, H.E., Mills, G.F., Oswald, E.T., Pettapiece, W.W., Tarnocai, C., Wells, E.D., and Zoltai, S.C.
1981: Wetlands of Canada maps (wetland regions and distribution of wetlands); Ecological Land Classification Series, No. 14, Canada, Department of Environment, scale 1:7 500 000.

Aspinall, F. and Hudak, W.
1980: Peat harvesting — state of the art; Symposium, Peat as an energy alternative, Institute of Gas Technology, Arlington, U.S.A., p. 159-173.

Barnett, D.E.
1982: Aggregate resource management in New Brunswick; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 75, no. 844, p. 103-109.

Barnett, D.E., Brinsmead, R.A., and Finamore, P.F.
1977: Granular aggregate resources of the Belledune planning district, Gloucester and Restigouche counties; New Brunswick Department of Natural Resources, Mineral Development Branch, Topical Report 77-5.

Barry, G.S.
1981: Sodium sulphate; in Canadian Minerals Yearbook; Canada, Department of Energy, Mines and Resources, Mineral Report 29, p. 443-448.

Boyle, R.W.
1979: The geochemistry of gold and its deposits; Geological Survey of Canada, Bulletin 280, 584 p.

Boyle, R.W., Alexander, W.M., and Aslin, G.E.M.
1975: Some observations on the solubility of gold; Geological Survey of Canada, Paper 75-24, 6 p.

Bunting, B.T. and Fedoroff, N.
1973: Mircromorphological aspects of soils developed in the Canadian high arctic; Soil Microscopy, Proceedings, Fourth International Working Meeting on Soil Micromorphology, G.K. Rutherford (ed.); The Limestone Press, Kingston, Ontario, p. 350-365.

Canada Soil Survey Committee, Subcommittee on Soil Classification
1978: The Canadian system of soil classification; Research Branch, Canada, Department of Agriculture, Publication 1646, Supply and Services Canada, Ottawa, 164 p.

Canadian Transport Commission
1978: The Canada Mineral Aggregate Industry (with emphases on transportation); Traffic and Tariff Studies Division, Ottawa-Hull.

Carncross, C.A.
1980: Wet harvesting of peat; Symposium, Peat as an energy alternative, Institute of Gas Technology, Arlington, U.S.A., p. 175-180.

Chernyayev, A.M., Chernayeva, L.E., Yermeyeva, M.N., and Andreyev, M.I.
1969: Hydrogeochemistry of gold; Geochemistry International 1969, v. 6, p. 348-358.

Clague, J.J. and Hicock, S.R.
1976: Sand and gravel resources of Kitimat, Terrace, and Prince Rupert, British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 273-276.

Clayton, J.S., Ehrlich, W.A., Cann, D.B., Day, J.H., and Marshall, I.B.
1977: Soils of Canada; Canada, Canada, Department of Agriculture, Ottawa (2 volumes).

Cloke, P.L. and Kelly, W.C.
1964: Solubility of gold under inorganic supergene conditions; Economic Geology, v. 59, p. 259-270.

Coombe, W.
1984: Gold in Saskatchewan; Saskatchewan Geological Survey, Open File Report 84-1, 134 p.

Cowan, W.R.
1977: Toward the inventory of Ontario's mineral aggregates; Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 73, 19 p.

Debicki, R.L.
1983: An overview of the placer mining industry in Yukon, 1978 to 1982; in Yukon Placer Mining Industry 1978 to 1982; Canada, Department of Indian and Northern Affairs, Exploration and Geological Services Division, Whitehorse, p. 7-14.
1984: An overview of the placer mining industry in Atlin mining division, 1978 to 1982; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Geological Branch, Paper 1984-2, 19 p.

Drew, J.V. and Tedrow, J.C.F.
1962: Arctic soil classification and patterned ground; Arctic, v. 15, p. 109-116.

Edwards, W.A.D.
1979: Sand and gravel deposits in the Canmore Corridor area, Alberta; Alberta Research Council, Earth Sciences Report 79-2, 30 p.

1984: Geology of some gravel deposits in the Edmonton region, Alberta; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 29, p. 219-222.

Environmental Geology Section
1980: Summary map of aggregate resource potential, Insular Newfoundland; Inventory of Aggregate Resources Project, Department of Mines and Energy, Government of Newfoundland and Labrador, scale 1:1 000 000.

Ferguson, S.A. and Freeman, E.B.
1978: Ontario occurrences of float, placer gold and other heavy minerals; Ontario Geological Survey, Mineral Deposits Circular 17, 214 p.

Fowler, J.H.
1982: Aggregate resources in Nova Scotia; Canadain Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 75, no. 844, p. 100-102.

Fowler, J.H. and Dickie, G.B.
1978: Sand and gravel occurrence maps; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Open File Maps, scale 1:50 000.

Fox, C.A.
1983: Micromorphology of an Orthic Turbic Cryosol — a permafrost soil; in Soil Micromorphology, Volume 2: Soil Genesis, P. Bullock and G.P. Murphy (ed.); A.B. Academic Publishers, Oxford, p. 699-705.

Fox, C.A. and Protz, R.
1981: Definition of fabric distributions to characterize the rearrangement of soil particles in the Turbic Cryosols; Canadian Journal of Soil Science, v. 61, p. 29-34.

Giusti, L.
1983: The distribution, grades and mineralogical composition of gold-bearing placers in Alberta; unpublished MA thesis, University of Alberta, Department of Geology, Edmonton, Alberta, 397 p.

Gleeson, C.F.
1970: Heavy mineral studies in the Klondike area, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 173, 63 p.

Goleva, G.A., Krivenkov, V.A., and Gutz, Z.G.
1970: Geochemical trends in the occurrence and migration forms of gold in natural water; Geochemistry International 1970, v. 7, p. 518-529.

Grant, D.R.
1974: Newfoundland, granular resources inventory; Geological Survey of Canada, Open File 194, scale 1:500 000.

Grapes, K.J. and Morin, J.A.
1984: 1983 Yukon mining and exploration overview; in Yukon Exploration and Geology 1983; Canada, Department of Indian and Northern Affairs, Exploration and Geological Services Division, Whitehorse, p. 5-14.

Halferdahl, L.B.
1965: The occurrence of gold in Alberta rivers; Alberta Research Council, Economic Mineral Files, Open File Report 65-11, p.

Hein, F.J. and Walker, R.G.
1977: Bar evolution and development of stratification in the gravelly, braided, Kicking Horse River, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 562-570.

Hora, Z.D. and Basham, F.C.
1980: Sand and gravel study, 1980, British Columbia Lower Mainland; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1980-10.

Hudson, R.B.
1981: The critical relationship between aggregate and oil sands development (abstract); Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 74, no. 827, p. 130.

Hughes, O.L., Campbell, R.B., Muller, J.E., and Wheeler, J.O.
1969: Glacial limits and flow patterns, Yukon Territory, south of 65°N latitude; Geological Survey of Canada, Paper 68-34, 9 p.

Hughes, O.L., Rampton, V.N., and Rutter, N.W.
1972: Quaternary geology and geomorphology, southern and central Yukon (Northern Canada); 24th International Geological Congress, Montreal, Excursion A-11, p. 30-34.*

Jeglum, J.K., Boissonneau, A.N., and Haavisto, V.F.
1974: Toward a wetland classification for Ontario; Canada, Department of Environment, Canadian Forestry Service, Information Report O-X-215, 54 p.

Jones, C.W. and Bannatyne, B.B.
1982: Evaluation of bedrock for aggregate; Manitoba Mineral Resources Division, Report of Field Activities 1982, p. 100-101.

Keys, D., Gemmell, D.E., and Henderson, R.E.
1982: New Brunswick peat — resources, management, and development potential; Proceedings of a symposium on peat and peatlands; National Research Council of Canada, Atlantic Research Laboratory, Halifax, p. 222-236.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Kinkel, A.R. and Lesure, F.G.
1968: Residual enrichment and supergene migration of gold, southeastern United States; United States Geological Survey, Professional Paper 600-D, p. 174-178.

Kirby, F.T., Ricketts, R.J., and Vanderveer, D.G.
1983: Inventory of aggregate resources in Newfoundland and Labrador-Information report and index maps, to accompany aggregate resource map series 1:250 000 (Open Files Nfld. 1287 and Lab. 602); Government of Newfoundland and Labrador, Department of Mines and Energy, Government of Newfoundland and Labrador, Report 83-2.

Kivinen, E. and Pakarinen, P.
1980: Peatland areas and the proportion of virgin peatland in different countries; Proceedings of the 6th International Peat Congress, Duluth, U.S.A., p. 52-54.

Krauskopf, K.B.
1951: The solubility of gold; Economic Geology, v. 46, p. 858-870.

Lakin et al.
1971: Geochemistry of gold in the weathering cycle; Geochemical exploration proceedings, 3rd International Geochemical Symposium, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 11, p. 196.

LaSalle, P.
1980: L'or dans les sédiments meubles: Formation des placers, extraction et occurrences dans le sud-est du Québec; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-745, 26 p.

Large, P.
1978: Sand and gravel in Manitoba; Manitoba Mineral Resources Division, Education Series 78-1, 12 p.

Large, P. and Ringrose, S.
1981: Pitfalls and purpose: The aggregate challenge (abstract); Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 74, no. 827, p. 110.

Last, W.M.
1984: Sedimentology of playa lakes of the northern Great Plains; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 107-125.

Leaming, S.F.
1968: Sand and gravel in the Strait of Georgia area; Geological Survey of Canada, Paper 66-60, 149 p.

Lenher, V.
1912: The transportation and depositon of gold in nature; Economic Geology, v. 7, p. 744-750.
1918: Further studies on the deposition of gold in nature; Economic Geology, v. 13, p. 161-184.

Lerbekmo, J.F. and Campbell, F.A.
1969: Distribution, composition and source of the White River Ash, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 109-116.

Lesure, F.G.
1971: Residual enrichment and supergene transport of gold, Calhoun Mine, Lumpkin County, Georgia; Economic Geology, v. 66, p. 178-186.

Libby, F.
1969: Gold in the sea; Sea Frontiers, v. 15, p. 232-241.

Lowey, G.W.
1984: Auriferous conglomerates at McKinnon Creek, west-central Yukon (115 0/11): Palaeoplacer or epithermal mineralization?; in Yukon Exploration and Geology 1983; Canada, Department of Indian and Northern Affairs, Exploration and Geological Services Division, Whitehorse, p. 69-77.

Malcolm, W. and Faribault, E.R.
1929: Gold fields of Nova Scotia; Geological Survey of Canada, Memoir 156, 253 p.

Mandy, J.T.
1934: Gold bearing black-sand deposits of Graham Island, Queen Charlotte Islands; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Transactions, v. 37, p. 563-572.

Mathews, W.H.
1947: Calcareous deposits of the Georgia Strait area; British Columbia Department of Mines, Bulletin 23.

McCammon, J.W.
1977: Surficial geology and sand and gravel deposits of Sunshine Coast, Powell River and Campbell River areas; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 65.

McConnell, R.G.
1905: Report on the Klondike gold fields; in Annual Report, 1901, v. 14, Part B, Geological Survey of Canada, Publication no. 884, p. 1-71.
1907: Report on gold values in the Klondike high level gravels; Geological Survey of Canada, Publication No. 979, 34 p.

McMillan, N.J.
1960: Soils of the Queen Elizabeth Islands (Canadian Arctic); Canadian Journal of Soil Science, v. 11, p. 131-139.

Mills, G.F.
1974: Organic soil parent materials; Proceedings of the Canada Soil Survey Committee Organic Soil Mapping Workshop, Winnipeg, Manitoba, p. 21-43.
Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec
1984: Compilation de la géologie du Quaternaire, région des Appalaches; Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DV 84-10, 89 cartes, échelle 1:50 000.
Mollard, J.D.
1979: Granular construction potential Regina — Moose Jaw Region/Saskatoon Region/Prince Albert Region; Saskatchewan Urban Affairs, 3 maps, scale 1:250 000.
1982: Terrain analysis study, North Canol Road, Yukon Territory; J.D. Mollard and Associates Limited, scale 1:20 000.
Monenco Ontario Limited
1981: Evaluation of the potential of peat in Ontario; Ontario Ministry of Natural Resources, Occasional Paper No. 7, 193 p.
Monroe, R.L.
1972a: Terrain classification and sensitivity maps, N.W.T. and Yukon (107B, 117A, C, D); Geological Survey of Canada, Open File 120, scale 1:250 000.
1972b: Terrain classification and sensitivity maps, N.W.T. (106 I, J, K, M, N, and O); Geological Survey of Canada, Open File 121, scale 1:250 000.
Morison, S.R.
1983a: Surficial geology of Clear Creek drainage basin, Yukon Territory (NTS sheets 115P, 11, 12, 13, 14); Canada, Department of Indian and Northern Affairs, Open File Release, scale 1:50 000.
1983b: A sedimentologic description of Clear Creek fluviatile sediments (115 P) central Yukon; in Yukon Exploration and Geology 1982; Canada, Department of Indian and Northern Affairs, Exploration and Geological Services Division, Whitehorse, p. 50-54.
1985: Placer deposits of Clear Creek drainage basin (115 P), central Yukon; in Yukon Exploration and Geology 1983; Canada, Department of Indian and Northern Affairs, Exploration and Geological Services Division, Whitehorse, p. 88-93.
Muskeg Subcommittee of the National Research Council of Canada
1977: Muskeg and the Northern Environment in Canada, N.W. Radforth and C.O. Brawner (ed.); University of Toronto Press, Toronto, 399 p.
Nelson, C.H. and Hopkins, D.M.
1972: Sedimentary processes and distribution of particulate gold in the north Bering Sea; United States Geological Survey, Professional Paper 689, p. 1-27.
Overend, R.P.
1981: The peat for energy and chemical R&D program of NRC; Proceedings of the Symposium on Peat: An awakening natural resource, Thunder Bay, Ontario, October 26-28, p. 251-257.
1983: Energy production in the Boreal Forest zone; in Resource and Dynamics of the Boreal Zone, R. Wein, R. Riewe, and I.R. Methuen (ed.); Association of Canadian Universities for Northern Studies, Ottawa, p. 378-396.
Parise, J.C. and Barnett, D.E.
1981: Evaluation of potential crushed stone quarries in New Brunswick; Mineral Development Branch, New Brunswick Department of Natural Resources.
Peat, Marwick and Partners, and M.M. Dillon Ltd.
1981: Mineral aggregate transportation study; Ontario Ministry of Natural Resources, Mineral Resources Branch, Industrial Minerals Background Paper 1, 122 p.
Pollett, F.C.
1972: Nutrient content of peat soils in Newfoundland; Proceedings of the Fourth International Peat Congress, Finland, v. 3, p. 461-468.
Prest, V.K., Grant, D.R., and Rampton, V.N.
1968: Glacial Map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1253A, scale 1:5 000 000.*
Proctor and Redfern Limited
1974: Mineral aggregate study, Central Ontario Planning Region; Ontario Ministry of Natural Resources, Mineral Resources Branch, Toronto, 100 p.
Punwani, D.V.
1980: Peat as an energy alternative: An overview; Symposium, Peat as an energy alternative, Institute of Gas Technology, Arlington, U.S.A., p. 1-28.
Radforth, N.W.
1955: Organic terrain organization from the air (altitudes less than 1000 feet); Handbook No. 1, Canada, Department of National Defence, Report DR 95, 55 p.
1958: Organic terrain organization from the air (altitudes 1000-5000 feet); Handbook No. 2, Canada, Department of National Defence, Report DR 124, 23 p.
Raicevic, D. and Cabri, L.J.
1976: Mineralogy and concentration of Au- and Pt-bearing placers from the Tulameen River area in British Columbia; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 69, p. 111-119.
Ringrose, S. and Large, P.
1977: Quaternary geology and gravel resources of the Leaf Rapids Local Government District; Manitoba Mineral Resources Division, Geological Report 77-1, 93 p.
St-Maurice, Y., Paré, C., et Jacob, H.-L.
1984: L'industrie des matériaux de construction au Québec en 1982: État de la situation; Service de l'Économie minérale du Québec, 58 p.
Scott, D.
1983: Structural industrial minerals in Ontario; Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 14, p. 20-32.
Shetsen, I.
1981: Sand and gravel resources of the Lethbridge Area; Alberta Research Council, Earth Sciences Report 81-4, 41 p.
Simonson, R.W.
1959: Outline of a generalized theory of soil genesis; Soil Science Society of America, Proceedings, v. 23, p. 152-156.
Simpson, M.A.
1984: Aggregate resource maps; Saskatchewan Research Council, Open File, scale 1:50 000.
Stokes, H.N.
1906: Experiments on the solution, transportation, and deposition of copper, silver, and gold; Economic Geology, v. 1, p. 644-650.
Stonehouse, D.H.
1984: Mineral aggregates; in Canadian Minerals Yearbook; Canada, Department of Energy, Mines and Resources, Mineral Report 32, p. 28.1-28.12.
Tarnocai, C.
1970: Classification of peat landforms in Manitoba; Canada, Department of Agriculture, Research Station, Pedology Unit, Winnipeg, 45 p.
1976: Soils of Bathurst, Cornwallis, and adjacent islands, District of Franklin; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 76-1B, p. 137-141.
1977: Soils of north-central Keewatin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 61-64.
1978: Distribution of soils in northern Canada and parameters affecting their utilization; 11th International Congress of Soil Science Transactions, Volume 3, Symposia Papers, p. 281-304.
1980: Canadian wetland registry; Proceedings of a Workshop on Canadian Wetlands, C.D.A. Rubec and F.C. Pollett (ed.); Canada, Department of Environment, Ecological Land Classification Series, No. 12, p. 9-38.
1984a: Characteristics of soil temperature regimes in the Inuvik area; in Northern Ecology and Resource Management, R. Olson et al. (ed.); The University of Alberta Press, Edmonton, p. 19-37.
1984b: Peat resources of Canada; National Research Council of Canada, Peat Energy Program, NRCC No. 24140, 17 p.
Tarnocai, C. and Zoltai, S.C.
1978: Earth hummocks of the Canadian arctic and subarctic; Arctic and Alpine Research, v. 10, p. 581-594.
Tedrow, J.C.F., Bruggemann, P.F., and Walton, G.F.
1968: Soils of Prince Patrick Island; The Arctic Institute of North America, Washington, D.C., Research Paper 44, 82 p.
Tempelman-Kluit, D.J.
1982: White Channel gravel of the Klondike; in Yukon Exploration and Geology 1981; Canada, Department of Indian and Northern Affairs, Exploration and Geological Services Division, Whitehorse, p. 74-79.
Thomas, R.D. and Rampton, V.N.
1982: Surficial geology and geomorphology; North Klondike River (Map 6-1982), Upper Blackstone River (Map 7-1982), Engineer Creek (Map 8-1982), Lower Ogilvie River (Map 9-1982), Moose Lake (Map 10-1982) Rock River (Map 11-1982), Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Maps 6-1982 to 10-1982, scale 1:100 000.
Tibbetts, T.E.
1983: The peat forum and the peat for energy and chemicals R&D program; Proceedings of a Peatland Inventory Methodology Workshop, Canada, Department of Agriculture, Land Resource Research Institute; and Canada, Department of Environment, Newfoundland Forest Research Center, Ottawa, p. i-iv.
Tibbetts, T.E. and Ismail, A.
1980: A Canadian approach to peat energy; Symposium, Peat as an energy alternative, Institute of Gas Technology, Arlington, U.S.A., p. 663-677.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Tomiczek, P.W., Phillips, J.D., and Hudak, W.
1982: Potential peat harvesting alternatives; Symposium, Peat as an energy alternative II, Institute of Gas Technology, Arlington, U.S.A., p. 119-133.
Tyrrell, J.B.
1915: Gold on the North Saskatchewan River; Canadian Mining Institute, Transactions, v. 18, p. 160-173.
Vanderveer, D.G., Ricketts, R.J., and Kirby, F.T.
1981: Toward an inventory of aggregate resources in Newfoundland and Labrador (abstract); Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 74, p. 110.
Walmsley, M.E.
1981: Terrain classification and interpretive maps, Cowley Lake area, Yukon Territory; Pedology Consultants, Vancouver, scale 1:5000.
Wright, W.J.
1981: Aggregate resources of Cape Breton Island; in Mineral Resources Division, Report of Activities, 1981; Nova Scotia Department of Mines and Energy, Report 81-1, p. 23-24.
Zoltai, S.C.
1980: An outline of the wetland regions of Canada; Proceedings of a Workshop on Canadian Wetlands, C.D.A. Rubec and F.C. Pollett (ed.); Canada, Department of Environment, Ecological Land Classification Series, No. 12, p. 1-8.
Zoltai, S.C. and Tarnocai, C.
1974: Soils and vegetation of hummocky terrain; Environmental-Social Committee, Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development, Report 74-5, 86 p.
Zoltai, S.C. and Woo, V.
1976: Soils and vegetation of Somerset and Prince of Wales islands, District of Franklin; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 76-1B, p. 143-145.
Zoltai, S.C., Pollett, F.C., Jeglum, J.K., and Adams, G.D.
1973: Developing a wetland classification for Canada; Proceedings of the Fourth North American Forest Soils Conference, Québec City, p. 497-511.

Adresse des auteurs

L.E. Jackson, Jr.
Geological Survey of Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

K.W.G. Valentine
Centre de recherches sur les terres
Agriculture Canada
Édifice K.W. Neatby
Ottawa (Ontario)
K1A 0C6

D.F. Acton
Saskatchewan Soil Survey Unit
Land Resource Research Centre
210 John Mitchell Building
University of Saskatchewan
Saskatoon, Saskatchewan
S7N 0W0

E.W. Presant
Ontario Institute of Pedology
Guelph Agriculture Centre
Box 1030, Guelph, Ontario
N1H 6N1

K. Webb
Canada Soil Survey Unit
Research Branch, Agriculture Canada
Nova Scotia Agriculture College
Truro, Nova Scotia
B2N 5E3

C. Tarnocai
Centre de recherches sur les terres
Agriculture Canada
Édifice K.W. Neatby
Ottawa (Ontario)
K1A 0C6

W.A.D. Edwards
Alberta Geological Survey
4445 Calgary Trail South
Edmonton, Alberta
T6H 5R7

S.R. Morison
Department of Indian Affairs and Northern Development
200 Range Road
Whitehorse, Yukon
Y1A 3H1

Imprimé au Canada

Chapitre 12

INFLUENCE DU QUATERNAIRE SUR L'HABITAT HUMAIN AU CANADA

Sommaire

Introduction — *L.E. Jackson*

Risques de catastrophes naturelles dans la Cordillère canadienne — *S.G. Evans et J.S. Gardner*

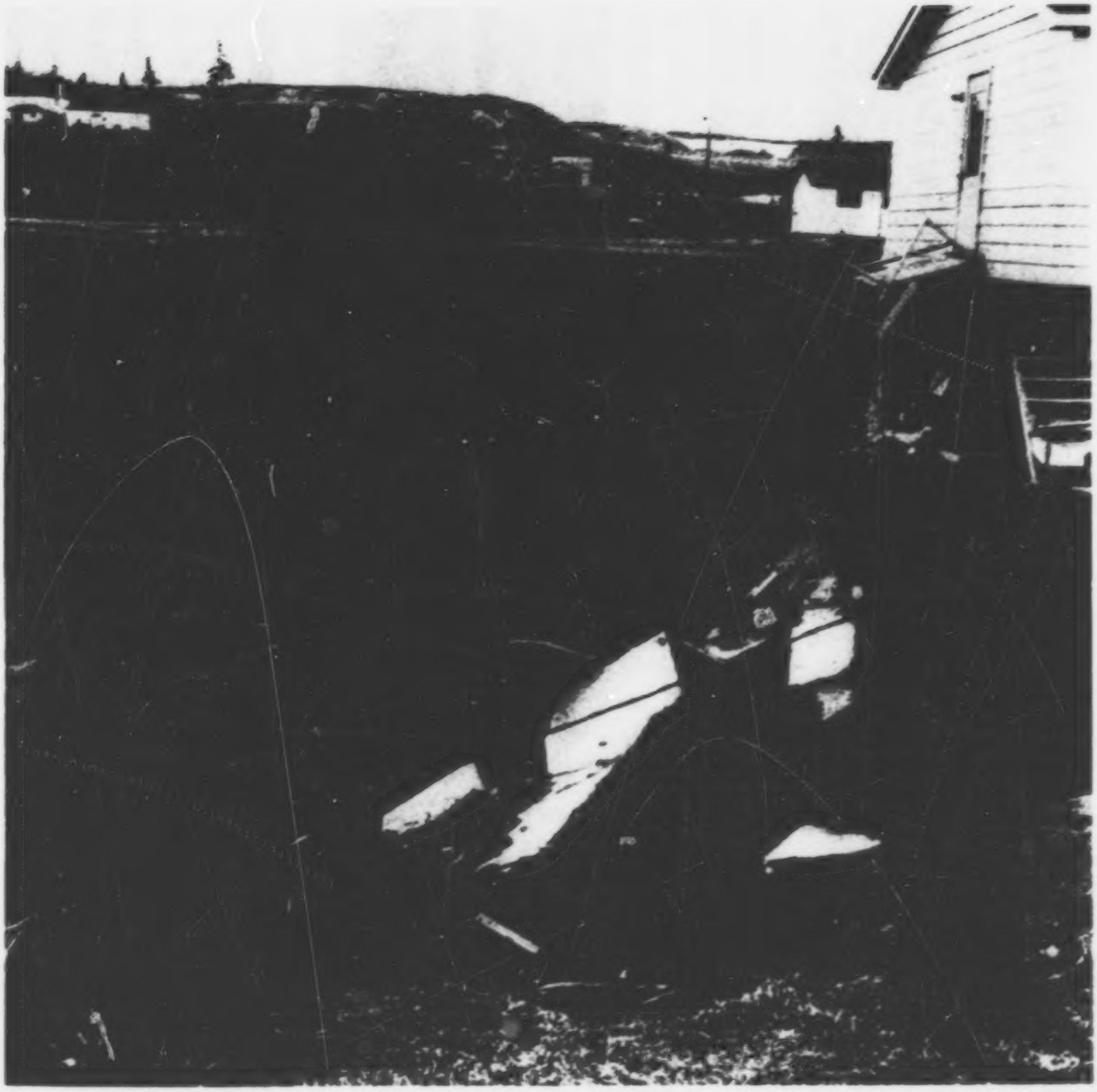
Géologie de l'ingénieur et aménagement du territoire dans la région des Prairies canadiennes — *J.S. Scott*

Risques de catastrophes naturelles dans le centre et l'est du Canada — *J. Locat et J.-Y. Chagnon*

Géologie du Quaternaire et urbanisme au Canada — *O.L. White*

Remerciements

Bibliographie



Glissement de terrain dans des argiles marines tardiglaciaires à Saint-Jean-Vianney. Le glissement, qui s'est produit le 4 mai 1971, a touché 40 habitations et tué 30 personnes. Des phénomènes semblables se produisent dans plusieurs régions canadiennes, dans de fortes épaisseurs de sédiments fins d'origine lacustre et marine. Photo de N.R. Gadd.

Chapitre 12

INFLUENCE DU QUATERNAIRE SUR L'HABITAT HUMAIN AU CANADA

Coordonnateur du chapitre
L.E. Jackson, Jr.

SOMMAIRE

La géologie et la géomorphologie du Quaternaire sont des facteurs déterminants de la nature et de la distribution des matériaux et des processus superficiels. À ce titre, elles influencent la façon dont l'homme utilise le sol. La connaissance de ces facteurs permet de circonscrire les zones présentant des risques de catastrophes naturelles.

À cause du relief accidenté, des pentes abruptes, des glaciations anciennes et actuelles, de l'activité sismique et du climat de montagne, les mouvements de masse entraînent toutes sortes de risques de catastrophes naturelles dans la Cordillère. On pense ici, par ordre croissant d'ampleur et décroissant de fréquence, aux petits éboulements rocheux, qui peuvent se produire quotidiennement au printemps et en été, aux coulées de débris, dont la période de récurrence peut être de 20 ans ou moins, et aux avalanches de débris qui emportent des millions de mètres cubes de matériaux. Seulement onze avalanches de cette ampleur ont été enregistrées dans la partie sud de la Cordillère canadienne durant la période historique. En région alpine, il se produit en plus des avalanches qui mobilisent des volumes considérables de neige dévalant à de grandes vitesses et dont la période de récurrence est courte. Aussi inéluctables que soient ces accidents naturels, il est possible d'en limiter les dommages matériels en identifiant les régions à risques élevés et en les évitant dans la mesure du possible. Mis à part le cas des importantes avalanches de débris, les ouvrages de protection permettent généralement d'utiliser une zone à risque lorsque cela est nécessaire. Dans le cas des avalanches de neige, la prévision et le déclenchement provoqué s'avèrent des techniques efficaces de gestion des zones à risque.

Dans la région des Prairies (partie sud des Plaines intérieures du Canada), l'aménagement du territoire et les travaux d'ingénierie nécessitent une connaissance approfondie du cadre géologique documenté par l'histoire du Quaternaire, ainsi qu'une bonne connaissance des formations géologiques dont sont dérivés les sédiments quaternaires. Par exemple, la compréhension des contraintes mécaniques exercées au Quaternaire, notamment par les processus glaciotectoniques, est essentielle à l'évaluation de la stabilité des fronts de taille dans les mines à ciel ouvert des Prairies. Une connaissance détaillée de la stratigraphie et des caractéristiques tridimensionnelles des dépôts quaternaires est indispensable à la gestion et à la conservation des ressources granulaires et des eaux souterraines, pour éviter par exemple que des gisements de granulats ne soient enfouis sous les zones urbanisées ou que des sites de stockage ou d'enfouissement des déchets ne polluent les aquifères. Les risques de catastrophes naturelles sont faibles dans les Prairies canadiennes, étant donné le relief peu accidenté et la sismicité pratiquement nulle. Par contre, les glissements de terrain constituent un problème important le long de certaines vallées fluviales, et les inondations sont fréquentes dans la plaine du Lac Agassiz. De plus, les argiles gonflantes, qui proviennent des shales crétacés recouverts de dépôts meubles glaciaires, peuvent causer par endroits des problèmes de stabilité des fondations.

Dans l'Est canadien, les catastrophes naturelles sont liées à des événements quaternaires et préquaternaires ainsi qu'à des processus tectoniques actuels. L'enfoncement de la croûte terrestre sous le poids des glaciers a entraîné la formation de bassins marins ou lacustres éphémères, ou encore l'extension de certains lacs. Dans ces bassins où se sont accumulés des sédiments fins, nombre de ruptures de versants et de glissements se sont produits, et s'y produisent encore. La région a aussi été témoin de séismes majeurs. L'activité sismique semble liée à l'interaction des plaques lithosphériques et aux processus, encore actifs, de relaxation des contraintes associées au relèvement glacio-isostatique. Les inondations et l'érosion des berges constituent des problèmes fréquents le long des rivières et des rivages lacustres et marins. Les inondations résultent essentiellement de l'effet combiné des fortes précipitations, de la fonte des neiges et de la débâcle glacielle printannière. Par des mesures passives, qui consistent notamment à identifier les zones à risque élevé et à les éviter grâce à une planification judicieuse, les conséquences de ces catastrophes peuvent être minimisées.

Les autorités municipales, provinciales et fédérales reconnaissent l'importance des données géologiques dans la planification urbaine. Malheureusement, ces données ne sont pas utilisées partout au Canada, et la réglementation relative à la réalisation de levés géologiques préalables est de qualité variable d'une région à l'autre du pays. Il peut être coûteux, surtout en milieu urbain, de ne pas utiliser les renseignements géologiques disponibles, notamment en ce qui a trait aux catastrophes naturelles. À cause de la forte densité de construction et de la valeur élevée des terrains urbains, les dommages causés par certains phénomènes, comme la compaction différentielle du substrat des fonda-

Jackson, L.E., Jr. (coordonnateur)
1989: Influence du Quaternaire sur l'habitat humain au Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 12, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

tions, seront extrêmement coûteux. Dans les cas où d'autres ressources sont concernées, par exemple les eaux souterraines, l'exploitation systématique des données géologiques n'est rien de moins qu'une nécessité.

INTRODUCTION

L.E. Jackson, Jr.

Pour optimaliser l'utilisation et l'aménagement de son territoire, que ce soit en milieu urbain ou dans les régions faiblement peuplées, le Canada doit prendre avantage des données que la géologie, la géomorphologie et la géologie de l'ingénieur mettent à sa disposition. L'étude et la cartographie des dépôts en surface et des roches formant la surface et la subsurface du territoire nous renseignent sur les matériaux sur lesquels ou dans lesquels seront construits fondations, routes, pipelines et villes, ou qui seront mis à contribution pour d'autres activités. De plus, ces études mettent en évidence les processus géomorphologiques anciens et actuels, notamment les glissements de terrain, les déplacements de la surface terrestre provoqués par des failles ou la contamination des aquifères, pouvant poser des risques ou des limites aux activités humaines. Les analyses physiques et minéralogiques et les essais géotechniques effectués sur les roches et dépôts en surface aident à évaluer la capacité de ces matériaux et leur performance probable aux fins d'activités et d'utilisations diverses.

Il est essentiel d'établir la séquence ou la stratigraphie des roches et sédiments en surface, de façon à dater et à déterminer la fréquence des processus géomorphologiques pouvant poser des risques dans le cadre de certaines utilisations du territoire. Ainsi, on établira la fréquence des coulées de débris par le dénombrement et la datation d'horizons pédologiques enfouis dans un cône de déjection, ou celle des grandes inondations par la datation des dépôts de débordement sur les basses terrasses fluviales. Les levés stratigraphiques permettent également d'évaluer plus précisément les possibilités d'utilisation des terres, puisqu'ils nous renseignent sur les ressources du sous-sol, notamment les dépôts de sable et de gravier et les aquifères. L'étude de phénomènes géomorphologiques observables, comme les ruptures de versants ou les processus d'érosion littorale, est essentielle à l'identification des risques de catastrophes naturelles et à la conception des ouvrages au moyen desquels l'homme pourra s'en protéger.

Le présent chapitre traite de certaines des applications de la géologie, de la géomorphologie et de la géologie de l'ingénieur dans le domaine de l'aménagement du territoire et des activités humaines dans le Canada méridional, c'est-à-dire dans la partie du pays dont le sous-sol n'est pas pergélisolé; les problèmes posés par le pergélisol seront traités dans un autre chapitre. L'information provenant de la géologie de l'ingénieur et de la géologie du Quaternaire varie qualitativement et quantitativement d'une région à l'autre du Canada, et elle dépend en partie des problèmes géologiques particuliers aux diverses régions. Le compte rendu présenté ici de certains problèmes touchant l'utilisation actuelle du sol au Canada a pour but d'illustrer le lien étroit qui existe entre l'environnement géologique actuel et les événements et dépôts quaternaires.

Les auteurs n'ont pas la prétention de faire un bilan exhaustif des problèmes particuliers à chacune des régions du Canada. Ce chapitre consiste plutôt en un recueil d'articles préparés par des spécialistes de diverses régions et de divers domaines de spécialisation, qui décrivent les problèmes environnementaux liés à la géologie et aux processus quaternaires jugés les plus importants. Les sujets abordés sont généralement représentatifs des principales régions méridionales du Canada. Ainsi, dans la Cordillère, région soumise à un soulèvement rapide et relativement récent, les avalanches de pierres, les écroulements, les coulées de débris, les décrochements et glissements, ainsi que les avalanches de neige représentent autant de risques de catastrophes naturelles. On commence à peine à mesurer l'ampleur réelle de ces problèmes et à chercher des solutions. Dans la section consacrée à l'Est canadien, l'accent a plutôt été mis sur les séismes, les glissements de terrain et les risques d'inondation. Dans la région des Prairies, divers problèmes du domaine de la géologie de l'ingénieur sont posés, notamment des questions de fondations, de ressources granulaires, d'approvisionnement en eau, d'inondation et d'exploitation de mines à ciel ouvert. La dernière section traite des régions urbaines du Canada; il y est question de la nature générale et de la disponibilité des données de la géologie du Quaternaire nécessaires à un aménagement efficace et harmonieux du milieu dans lequel vivent la plupart des Canadiens.

Des renseignements additionnels sont présentés dans d'autres chapitres du présent volume. Ainsi, les six chapitres formant la première partie du volume donnent, pour chaque région, des renseignements faisant ressortir les problèmes d'environnement et d'utilisation du sol liés à la géologie du Quaternaire. Les processus géomorphologiques à l'origine des diverses catastrophes naturelles sont décrits au chapitre 9. Le chapitre 11 traite de l'utilisation des ressources quaternaires et le chapitre 10, de certains aspects de la géologie du Quaternaire et de la géochimie des matériaux en surface. Les problèmes de l'érosion littorale et ceux de l'utilisation des terres côtières seront abordés dans le deuxième volume de la *Géologie du Canada*: Géologie de la marge continentale de l'Est canadien.

RISQUES DE CATASTROPHES NATURELLES DANS LA CORDILLÈRE CANADIENNE

S.G. Evans et J.S. Gardner

Dans la Cordillère, les risques inhérents aux terrains montagneux confèrent à l'aménagement du territoire une importance particulière. En effet, le relief accidenté, les glaciations anciennes et actuelles et les régimes climatiques de montagne qui caractérisent la Cordillère en font une région unique du point de vue risques de désastres

Jackson, L.E., Jr.
1989: Introduction (Influence du Quaternaire sur l'habitat humain au Canada). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 12, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Evans, S.G. et Gardner, J.S.
1989: Risques de catastrophes naturelles dans la Cordillère canadienne. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 12, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

naturels et des mesures préventives à adopter. Ainsi, l'aménagiste doit tenir compte des risques d'avalanches de neige, d'inondations, de coulées de débris et d'éboulements rocheux. Nous nous proposons ici de décrire ces dangers et de traiter de l'évaluation des risques et de ses conséquences sur l'aménagement régional.

Avalanches de neige

Les avalanches de neige et, dans une moindre mesure, les avalanches de glace ont toujours représenté des risques pour les activités humaines dans la Cordillère. Bien que ces phénomènes se produisent le plus fréquemment dans la zone alpine, les plus dévastateurs sont souvent ceux au cours desquels des masses de neige ou de glace se détachent de zones de départ ou d'accumulations nivales situées au-dessus de la ligne des arbres, dévalent les terrains boisés en contrebas et s'abattent au fond des vallées où sont généralement érigés les ouvrages construits (fig. 12-1).

Les risques d'avalanches de neige et de glace ont été bien étudiés dans les Alpes, où ces catastrophes naturelles ont causé des dommages considérables au cours des siècles (Fraser, 1978). Dans la Cordillère canadienne, l'intérêt pour ces phénomènes remonte à la construction du chemin de fer du Canadien Pacifique dans les années 1880. Les avalanches de neige et de glace ont posé des problèmes à l'industrie minière (Atwater, 1968; Peck, 1970), au secteur

Figure 12-1. Couloirs d'avalanche typiques à Kananaskis, dans l'arrière-pays des montagnes Rocheuses, en Alberta. Ils couvrent une zone altitudinale de 1 000 m, allant du haut de la zone alpine jusqu'aux pentes inférieures et au fond de la vallée. Photo: J.S. Gardner.

des transports (Schaerer, 1962; Freer et Schaerer, 1980) et, plus récemment, au développement urbain et aux activités récréatives (Williamson, 1982).

Les avalanches se reproduisent généralement aux mêmes endroits d'une année à l'autre, parfois même plusieurs fois par année. On peut donc identifier les zones d'avalanches par les caractéristiques du terrain et de la végétation, et aussi par les expériences antérieures ou les données historiques. Mais les avalanches peuvent aussi se déclencher à des endroits qui n'en avaient pas connus auparavant. Les premiers rapports miniers de la Colombie-Britannique font état de « glissements verts » (green slides) ou d'avalanches survenus à des endroits qui avaient été épargnés jusque-là, et d'autres survenant en des lieux prévisibles mais avec une ampleur imprévisible et provoquant la destruction du couvert forestier.

Les avalanches de neige sont particulièrement destructives dans la Cordillère en termes de pertes de vies, de dommages matériels et de perturbation des activités humaines (Freer et Schaerer, 1980). Quelques exemples suffiront à en illustrer la gravité.

C'est dans la région du col Rogers, dans le centre des monts Selkirk, que le risque d'avalanches est le plus menaçant pour une voie de transport dans la Cordillère. Dans ce col où passent le chemin de fer du Pacifique Canadien et l'autoroute transcanadienne, le danger est lié aux volumes et aux taux considérables des précipitations neigeuses d'une part, et à la pente abrupte de versants surplombant directement le fond des vallées d'autre part. Le chemin de fer fut fermé à la circulation par les avalanches durant l'hiver de 1885-1886, sa construction à peine achevée. En mars 1910, 62 hommes y périrent sous une avalanche; suite à ce désastre et à cause de longues périodes de fermeture de la voie, le Pacifique Canadien, comme on l'appelait à l'époque, entreprit la construction du tunnel Connaught sous la zone d'avalanches la plus dangereuse du col Rogers. Entre 1885 et 1916, année où le tunnel fut ouvert à la circulation, les avalanches avaient fait plus de 200 victimes (Woods et Marsh, 1983). Malgré la construction de pare-avalanches, la mobilisation d'un grand nombre d'hommes pour déneiger les voies, puis l'utilisation de chasse-neige rotatifs à turbine, les avalanches ont continué à poser des problèmes considérables à la circulation ferroviaire.

La construction de la route transcanadienne dans le col Rogers a été entreprise en 1956 et achevée en 1962. Ce tronçon a été rigoureusement planifié et tient compte des risques d'avalanches (Schaerer, 1962; McKenzie, 1960). La menace existe toujours pour les usagers de la route et les travailleurs de la voirie, mais les risques ont été considérablement réduits par le choix du meilleur tracé, la construction de pare-avalanches, l'utilisation de techniques sophistiquées de surveillance météorologique et de prévision des avalanches, la fermeture de certains tronçons, la construction de barrages, de digues et de monticules de terre, et l'utilisation d'unités mobiles d'artillerie et de machinerie lourde pour le déneigement.

D'autres zones présentent un important risque d'avalanches, comme dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, le long de la route 16 entre Terrace et Prince Rupert (Stethem et Schaerer, 1979; Clague, 1978), et dans le centre sud de la Colombie-Britannique, le long du tronçon de la Route 3 qui traverse le col Kootenay entre Salmo et Creston (Nelson, 1970). Du reste, presque toutes les routes de la Cordillère traversent des régions où les avalanches constituent une menace durant tout l'hiver; la planification, la construction et l'entretien de nouvelles routes doivent donc en tenir compte.

Les avalanches ont à maintes reprises entravé les activités minières dans la Cordillère (Peck, 1970). En effet, beaucoup de mines sont situées dans des vallées isolées en haute montagne, au-delà de la limite des arbres, donc dans des zones particulièrement sujettes aux avalanches. En février 1965, une grosse avalanche s'est abbattue sur la mine Granduc, près de Stewart en Colombie-Britannique, faisant 26 morts et 23 blessés. De plus, la route longue de 32 milles reliant la mine à la ville de Stewart traverse certaines des zones d'avalanches les plus dangereuses de toute la Cordillère. Durant l'exploitation de la mine, un programme sophistiqué de protection contre les risques d'avalanches avait donc été mis sur pied.

Les activités récréatives, notamment le ski et l'escalade, ont aussi leur lot de problèmes reliés aux avalanches (Williamson, 1982). Stethem et Schaerer (1979, 1980) fournissent une liste des accidents causés par des avalanches lors d'activités récréatives en l'espace de quarante ans au Canada. Dans la plupart des cas, les victimes étaient des adeptes du ski de fond ou de l'escalade; par ailleurs, peu d'accidents sont signalés dans les centres de ski alpin. Depuis que l'hélicoptère rend accessible aux skieurs les pentes enneigées du centre de la Colombie-Britannique (monts Selkirk, Monashee et Caribou), le danger que représentent les avalanches s'est accru dans l'industrie du ski.

Dans la Cordillère, l'adaptation aux risques d'avalanches se fait de diverses façons: gestion de l'utilisation du sol, méthodes d'intervention directe et éducation du public. La prévision des avalanches, utilisée dans le cadre de la méthode d'intervention directe, est fondée sur la compréhension du processus et de ses rapports avec les conditions météorologiques et les caractéristiques du terrain et de la végétation (Perla, 1978). Les prévisions servent à informer le public et à prendre les décisions pertinentes en ce qui a trait aux fermetures et aux mesures de contrôle des avalanches. La plupart des méthodes de contrôle direct sont fondées sur le déclenchement d'avalanches à l'aide d'explosifs. On a aussi recours à des mesures dites passives: pare-avalanches, monticules et digues de terre, ainsi que dérivations (Perla et Martinelli, 1975).

Inondations et coulées de débris

En région montagneuse, les inondations et coulées de débris se présentent sous divers aspects, et il n'est pas rare que des inondations se transforment en coulées de débris et vice-versa (Miles et Kellerhals, 1981; VanDine, 1985).

Les crues instantanées et les coulées de débris ont causé énormément de problèmes à la circulation routière et ferroviaire dans la chaîne Côtière et les monts Columbia en Colombie-Britannique. Les interruptions de la circulation sur la route de Squamish au nord de Vancouver, l'autoroute transcanadienne et les voies ferrées traversant le canyon du Fraser, les monts Selkirk et les Rocheuses (figure 12-2) de même que sur les voies ferrées et les routes à l'est de Prince Rupert en sont de bons exemples. Eisbacher (1979) a traité de la géographie des coulées de débris dans la Cordillère et Clague (1978) a publié un inventaire des zones présentant des risques d'inondations ou de coulées de débris dans la vallée de la rivière Skeena entre Prince Rupert et Terrace, tandis qu'Eisbacher et Clague

(1984) ont présenté un excellent sommaire décrivant les coulées de débris en région montagneuse et des méthodes utilisées pour en atténuer l'impact. De plus, VanDine (1985) a fait une description détaillée des mécanismes et de l'occurrence des coulées de débris dans la Cordillère méridionale.

En montagne, plusieurs mécanismes peuvent mobiliser les grandes quantités d'eau qui sont à l'origine des crues instantanées et des coulées de débris. Des pluies abondantes et prolongées, seules ou combinées à la fonte des neiges, servent de déclencheurs dans toute la Cordillère (par ex. Evans et Lister, 1984). De même, les orages de convection qui éclatent à certains endroits, parfois avec beaucoup de violence, notamment dans les chaînons frontal et occidental des Rocheuses, ou encore la fonte soudaine des neiges produisant une énorme quantité d'eau à la fin du printemps, surtout sur les versants exposés au sud et au sud-ouest, sont souvent à l'origine de crues catastrophiques. Finalement, dans les régions englacées, il arrive à l'occasion que des jökulhlaups (ou débâcles fluvioglaciaires instantanées) et des ruptures de lacs de barrage morainique entraînent des inondations et des coulées de débris (Figure 12.3a; Mathews, 1965; Jackson, 1979; Clague et al., 1985; Blown et Church, 1985).

Figure 12-2. Voie ferrée de CP Rail et autoroute transcanadienne en contrebas du mont Stephen, dans le parc national de Yoho, en Colombie-Britannique. Ces routes sont exposées à des éboulements rocheux mineurs, à des coulées de débris et à des avalanches. À noter la présence de dépôts d'une coulée de débris sur le versant surplombant la voie ferrée. Photo: J.S. Gardner.

Figure 12-3. (a) Moraine terminale ébréchée aux lacs Nostetuko, en Colombie- Britannique. En 1983, près de 7 × 10^6 m^3 d'eau ont été brusquement vidangés, dévastant la partie supérieure de la vallée de la Nostetuko. La brèche s'est probablement amorcée lorsqu'une masse de glace, détachée du glacier Cumberland qui surplombe le lac, a provoqué dans sa chute une vague de débordement. 204047-F (b) Les coulées de débris mises en branle dans des bassins versants de régions montagneuses abruptes représentent un risque géologique sérieux dans la Cordillère. Des ouvrages de protection, comme ce barrage régulateur érigé sur le ruisseau Harvey, ont été construits au coût de plusieurs millions de dollars au voisinage de certaines agglomérations du sud-ouest de la Colombie-Britannique, pour mettre la population à l'abri de ce phénomène destructeur. 204246-P.

Souvent, les eaux de ruissellement et les eaux fluviales entraînent des débris glaciaires et colluviaux dans les bassins versants de montagne, pour peu que leurs débits soient élevés et que la raideur des pentes leur imprime une vitesse suffisante. Les différences mécaniques entre le transport fluviatile, comme dans le cas des inondations, et le transport par dispersion intergranulaire, comme dans les coulées de débris, produisent des dépôts et des formes de nature différente, dont l'étude aide non seulement à reconnaître les sites sujets à des inondations et coulées de débris catastrophiques, mais aussi à déterminer l'ampleur que ces phénomènes ont eue par le passé.

L'un des sites les mieux documentés du point de vue des coulées de débris est situé dans le parc national de Yoho, en Colombie-Britannique, dans la région du mont Cathedral et de Spiral Tunnels que traverse la voie ferrée du Canadien Pacifique. Ce site, ainsi que les caractéristiques d'une importante coulée de débris survenue en septembre 1978, ont été décrits par Jackson (1979, 1980). Par suite de l'accumulation d'eaux de fonte dans un petit glacier du mont Cathedral, les eaux sous-glaciaires se sont brusquement libérées, entraînant des sédiments colluviaux et glaciaires et produisant une coulée de débris qui a dévalé sur une dénivellation de 800 m pour finalement s'abattre au fond de la vallée principale. Il en est résulté des levées de débris aux crêtes aiguës et des lobes de débris à granoclassement inverse, caractérisés par le transport des éléments les plus grossiers jusqu'aux marges externes des dépôts. D'après des rapports et de vieilles photos du Canadien Pacifique, des coulées de débris tout aussi importantes se sont produites en 1962, 1946 et 1925.

J.S. Gardner (données inédites) et Sauchyn et al. (1983) ont identifié de nombreux bassins versants où se produisent des coulées de débris dans les Rocheuses méridionales. Ces bassins, dont la superficie est souvent inférieure à 1 km^2, ont généralement leur aire de réception dans la zone alpine où leurs eaux sont gonflées par les eaux de fonte des neiges et par les précipitations. Les coulées de débris initiées dans la zone alpine dévalent ensuite les pentes, atteignant généralement les vallées principales et bloquant ainsi routes, sentiers, voies ferrées, et sites de camping. La fréquence de ces événements a été estimée à partir de données dendrochronologiques, historiques, botaniques et autres (Sauchyn et al., 1983; Deslodges et Gardner, 1984). Dans les chaînons centraux, la période de récurrence des coulées de débris est estimée à 20 ans (soit une probabilité de 5 % par année), tandis que dans les petits bassins des chaînons frontaux des Rocheuses, les coulées de débris semblent un peu moins fréquentes.

Les précipitations abondantes dans la chaîne Côtière entraînent des coulées de débris, des crues instantanées et des avalanches de débris qui peuvent se déclencher à toutes les altitudes, depuis la zone alpine jusqu'au niveau de la mer. Des problèmes particuliers se sont posés sur les côtes orientales du détroit de Howe au nord de Vancouver, en Colombie-Britannique, où des coulées de débris ont entraîné la mort de 12 personnes entre 1958 et 1983 (Lister et al., 1984; VanDine, 1985).

La protection contre les inondations et les coulées de débris consiste fondamentalement à réglementer l'utilisation du sol et à déterminer les contextes propices au déclenchement de ces phénomènes catastrophiques. La morphologie et la sédimentologie des dépôts produits par les crues et les coulées de débris sont bien connues; dès

lors, l'identification des sites potentiellement dangereux devient une question d'inventaire et de cartographie systématiques. Lorsqu'il n'est pas possible d'éviter un site à risque élevé, ou que le site est déjà occupé par des constructions, l'utilisation de mesures correctives, notamment la construction d'ouvrages de régularisation des chenaux fluviaux et de divers types de barrages et de déflecteurs, peut contribuer à minimiser les dommages (Eisbacher et Clague, 1984). Des ouvrages très coûteux ont été construits à plusieurs endroits dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique afin de parer aux coulées de débris (figure 12-3b). Entre autres exemples, des digues de déflexion ont été érigées à Port Alice (Nasmith et Mercer, 1979) et à Agassiz (Martin et al., 1984) et des barrages de garde ont été installés à plusieurs endroits dans la région côtière du détroit de Howe (Hungr et al., 1984; VanDine, 1985).

Petits éboulements rocheux

Un éboulement rocheux consiste en la chute libre de roches ou de groupes de roches qui s'amoncellent en éboulis au bas des pentes. En montagne, il s'en produit constamment sur les falaises, les escarpements et les versants structuraux abrupts, au pied desquels se sont accumulés des talus d'éboulis caractérisés par un triage par gravité (Gardner, 1971a). Dans la Cordillère, les éboulements rocheux ont été étudiés dans un contexte géomorphologique par Gardner (1968, 1970, 1980, 1983) et par Luckman (1976) dans les Rocheuses, et par Gray (1972) dans les monts Ogilvie, au Yukon. Ils constituent un danger important dans les tranchées rocheuses taillées le long des routes et voies ferrées dans toute la Cordillère; des études de synthèse ont été publiées sur le sujet (Peckover et Kerr, 1977; Piteau et Peckover, 1978). La menace qu'ils représentent pour l'escalade a été traitée dans plusieurs études (Gardner, 1971b, 1981; Marsh, 1981).

Des travaux détaillés sur les éboulements rocheux en région alpine ont été menés par Gardner dans les chaînons du centre et du front des Rocheuses. Sur la foi de plusieurs milliers d'heures d'observation directe, les généralisations suivantes peuvent être avancées. Les éboulements se produisent surtout durant le dégel printannier et l'été. Au cours d'une journée, ils sont plus fréquents durant les périodes chaudes et ensoleillées, la fréquence maximale étant atteinte en début d'après-midi. Par contre, ils se font rares par temps frais et nuageux et en moyenne, ils sont

Figure 12-4. (a) La ville de Frank, en Alberta, vue du mont Turtle. Elle fut en 1903 le théâtre d'un éboulis (volume estimé à 31 × 10^6 m^3), dont la photo nous montre la bordure nord. 17008.

rares, entre 22 h et 7 h. Les averses violentes engendrent toutefois une exception à ce schéma général, puisqu'elles entraînent de nombreux petits éboulements. Les petits éboulements sont concentrés au sens spatial ou géographique; en effet, les abrupts rocheux exposés au nord, au nord-est et à l'est y sont particulièrement sujets. La distribution spatio-temporelle des éboulements indique que les processus de gel et dégel s'opérant sur des roches gélives sont principalement responsables des petits éboulements rocheux.

À plus faible altitude, des résultats similaires ont été rapportés par Peckover et Kerr (1977) et Piteau et Peckover (1978). C'est durant les périodes de dégel, notamment au cours du dégel de la glace et du sol gelé en profondeur à la fin de l'hiver, et durant les averses violentes que les petits éboulements constituent des risques accrus pour les routes, chemins de fer et bâtiments. Les tranchées à parois rocheuses fracturées sont les plus vulnérables.

Les techniques de protection contre les petits éboulements rocheux, passées en revue par Peckover et Kerr (1977) et Piteau et Peckover (1978), comprennent l'utilisation de panneaux d'avertissement sur les routes, la stabilisation des surfaces rocheuses à l'aide de boulons d'ancrage, de structures de béton et de filets, l'installation de barrières de protection, le nettoyage périodique des roches détachées sur les parois abruptes et le déblaiement du matériel éboulé sur les routes et les voies ferrées. La mesure préventive la plus efficace consiste à construire toute installation hors des régions dangereuses.

Figure 12-4. (b) Vue oblique de l'éboulis de Hope (volume estimé à 47 × 10^6 m^3), peu après l'événement en 1965. Photo aérienne BC(o)445 du gouvernement de la Colombie-Britannique.

Avalanches de pierres

Les glissements de terrain dans la Cordillère ont récemment fait l'objet d'excellentes synthèses thématiques (Evans, 1982, 1984; Eisbacher et Clague, 1984; Cruden, 1985). Dans la présente section, nous limiterons donc notre propos à un seul type de glissement de terrain, l'avalanche catastrophique de pierres, afin d'illustrer les facteurs dont l'aménagement du territoire doit tenir compte quand il y a risque de glissement de terrain.

Une avalanche de pierres se produit lorsqu'une masse rocheuse se détache de la surface de cisaillement, se désintègre et dévale le flanc d'une vallée, parfois avec des vitesses atteignant jusqu'à 300 km/h et sur une distance de plusieurs kilomètres, descendant parfois la vallée elle-même. D'excellentes descriptions d'avalanches de pierres sont présentée par Eisbacher et Clague (1984). La distance parcourue par ces glissements de terrain semble proportionnelle au volume de la masse rocheuse détachée (par ex. Scheidegger, 1973). L'avalanche de pierres est le type de glissement de terrain le plus dévastateur, notamment à cause de la vitesse élevée atteinte lors du déplacement de la masse rocheuse et de la grande superficie des terrains recouverts par les débris rocheux.

On ne connaît, ni à l'échelle régionale, ni à l'échelle locale, la distribution temporelle des principales avalanches de pierres dans la Cordillère au postglaciaire. D'après certains chercheurs, Nasmith (1980), Gardner (1980) et Luckman (1981) par exemple, la plupart de ces avalanches se seraient produites au tout début du postglaciaire, étant alors favorisées par plusieurs facteurs: surcreusement glaciaire, disparition du support latéral des glaces, décompression des roches causée par la déglaciation. Cette hypothèse est toutefois avancée sans le concours de données géochronologiques. Abele (1974) avait aussi formulé une hypothèse semblable dans le cas des avalanches de pierres dans les Alpes européennes.

Les travaux de Porter et Orombelli (1981) dans la région du mont Blanc, dans les Alpes européennes, et ceux de Whitehouse et Griffiths (1983) dans une région de 10 000 km^2 dans le sud des Alpes néo-zélandaises contredisent en partie l'hypothèse selon laquelle la fréquence des glissements de terrain fut maximale immédiatement après la dernière glaciation. Dans les deux cas, les auteurs ont eu recours à des techniques géochronologiques. La plupart des avalanches de pierres que Porter et Orombelli (1981) ont pu documenter se seraient produites durant le Petit

Figure 12-4. (c) Photographie aérienne de l'éboulis et de la coulée de débris rocheux (volume estimé à 12 × 10^6 m^3) survenus en 1975 au glacier Devastation, dans le complexe volcanique du mont Meager, dans la chaîne Côtière (Colombie-Britannique). La zone de départ est indiquée par une flèche. D = The Devastator (autre nom donné au glacier). Photo BC77117-119 du gouvernement de la Colombie-Britannique.

âge glaciaire, une période de détérioration climatique allant du XVII^e au XIX^e siècle; d'après eux, les risques d'avalanches de pierres sont beaucoup plus importants qu'on ne le croit. L'augmentation de la fréquence de tous les types de glissements de terrain au Petit âge glaciaire a également été remarquée par Grove (1972) en Norvège occidentale. Il semble donc que les variations climatiques néoglaciaires puissent être un facteur significatif du déclenchement des avalanches de pierres. En Nouvelle-Zélande, Whitehouse et Griffiths (1983) ont montré que la fréquence des avalanches de pierres est maximale durant les trois derniers millénaires, ce qu'ils attribuent moins à la difficulté de reconnaître les éboulis plus anciens, oblitérés qu'ils sont par les processus d'érosion, davantage qu'à une augmentation substantielle de leur fréquence au cours de cette période.

Comme beaucoup d'avalanches de pierres sont déclenchées par l'activité sismique au cours de tremblements de terre (Keefer, 1984; Evans et al., sous presse), leur apparition refléterait en partie la magnitude et la fréquence des secousses sismiques au postglaciaire et serait sans rapport avec la déglaciation wisconsinienne ou avec les variations climatiques.

La série chronologique représentée par la distribution de ces événements au postglaciaire résulte donc de la superposition des trois facteurs suivants: 1) la déglaciation wisconsinienne, 2) les variations climatiques durant les périodes néoglaciaires de l'Holocène et 3) la sismicité. En l'absence de datations absolues des avalanches préhistoriques dans la Cordillère, la nature générale de la série chronologique et l'apport relatif des effets climatiques et

Figure 12-4. (d) Photographie aérienne de l'éboulis de North Nahanni (volume estimé à 5-7 × 10^6 m^3), déclenché par le tremblement de terre de Nahanni en octobre 1985, dans les Territoires du Nord-Ouest. Cliché A27018-266 de la Photothèque nationale de l'air.

sismiques demeurent inconnus. La série chronologique est probablement non stationnaire.

Depuis 1856, on dénombre 140 morts causées par quatre avalanches de pierres (S.G. Evans et J.J. Clague, données inédites); ce nombre correspond à 40% des pertes de vie imputables à tous les types de glissements de terrain enregistrés entre 1856 et 1983. Quatre avalanches de pierres catastrophiques sont survenues depuis 1900.

Frank, Alberta (29 avril 1903). 31×10^6 m^3 de roc fragmenté ont dévalé le versant oriental du mont Turtle et se sont abattus sur l'extrémité sud de la municipalité de Frank, faisant 76 victimes (figure 12-4a). La rupture initiale s'est produite sur le flanc est de l'anticlinal du mont Turtle, dans des roches carbonatées du Paléozoïque. Il ne semble pas y avoir eu d'autres événements de ce genre auparavant à Frank, et depuis longtemps, les conséquences de l'exploitation minière du mont Turtle sur la stabilité des versants sont l'objet de discussions (Cruden et Krahn, 1973).

Jane Camp, Colombie-Britannique (22 mars, 1915). Une petite avalanche de pierres (volume estimé à $1,0 \times 10^5$ m^3) s'est abattue sur Jane Camp, qui fait partie du complexe minier Britannia, 37 km au nord de Vancouver, faisant 56 victimes. La construction de tunnels au-dessus de Jane Camp dans des roches volcanoclastiques fracturées du Mésozoïque pourrait avoir déclenché le glissement. C'était probablement la première avalanche de pierres à survenir à cet endroit (Ramsey, 1967).

Hope, Colombie-Britannique (9 janvier 1965). Cette avalanche de pierres, 17 km à l'est de Hope (figure 12-4b), a enseveli quatre personnes qui empruntaient la route reliant Hope et Princeton. Ce glissement de 47×10^6 m^3 de roches métavolcaniques du Paléozoïque est survenu au même endroit qu'une avalanche de pierres d'ampleur com-

Tableau 12-1. Principales avalanches de pierres survenues dans la Cordillère méridionale du Canada depuis 1855.

Avalanches de pierres	Date	Volume ($\times 10^6$ m^3)	Type de roche	Occurrences antérieures	Référence
Ruisseau Rubble, Garibaldi, C.-B.	1855 ou 1856	25	Roches volcaniques quaternaires	oui	Hardy et al., 1978
Frank, Alberta	1903	31	Calcaire paléozoïque	non	Cruden et Kranh, 1973
Mont Hoodoo, C.-B.	1919	?	Roches volcaniques quaternaires	?	Kerr, 1948
Rivière Kaouk, île de Vancouver, C.-B.	1928	8	Granite	non	Evans, 1984
Glacier Devastation I, C.-B.	1931	~20	Roches volcaniques pliocènes	oui	
Lac Brazeau, Alberta	1933	4,5	Calcaire paléozoïque	non	Cruden, 1982
Mont Colonel Foster, C.-B.	1946	0,5	Roches volcaniques mésozoïques	non	
Glacier Devastation II, C.-B.	1947	~4	Roches volcaniques quaternaires	oui	
Ruisseau Pandemonium, C.-B.	1959 ou 1960	~5	Complexe plutonique côtier	non	
Ruisseau Dusty, C.-B.	1963	5	Roches volcaniques quaternaires	oui	Clague et Souther, 1982
Hope, C.-B.	1965	47	Roches méta-volcaniques du Paléozoïque	oui	Mathews et McTaggart, 1978
Glacier Devastation III, C.-B.	1975	12	Roches volcaniques quaternaires	oui	
Ruisseau Turbid, C.-B.	1984	~5	Roches volcaniques quaternaires	oui	
North Nahanni, T.N.-O.	1985	~5	Calcaire paléozoïque	oui	Evans et al., 1987
Mont Meager, C.-B.	1986	~1	Roches volcaniques quaternaires	non	Evans, 1987
Ruisseau North, C.-B.	1986	~0,5	Complexe plutonique côtier	oui	

Figure 12-5. Barrage constitué de débris d'éboulis rocheux dans la région du mont Mason, dans la chaîne Côtière (Colombie-Britannique). 204047-C

parable mais d'âge préhistorique. L'avalanche a été déclenchée par un petit séisme dont l'épicentre coïncidait avec le site du glissement (Mathews et McTaggart, 1978).

Glacier Devastation, Colombie-Britannique (22 juillet 1975). Quatre personnes sont mortes ensevelies après que 12×10^6 m³ de glace et de roches volcaniques marquées par une altération hydrothermale se furent détachées des pentes du glacier Devastation, dans le complexe volcanique de Meager Creek, l'une des parties de la zone volcanique de Garibaldi (figure 12-4c). Des glissements d'ampleur comparable se sont aussi produits dans cette vallée en 1931 et 1947 (Mokievsky-Zubok, 1977).

Le tableau 12-1 énumère les principales avalanches de pierres à s'être produites dans la Cordillère canadienne depuis 1855. Parmi les exemples récents, mentionnons l'avalanche de North Nahanni (figure 12-4d) décrite par Evans et al. (1987) et déclenchée par le séisme de Nahanni en octobre 1985 (volume estimé à $5\text{-}7 \times 10^6$ m³), et celle du mont Meager en 1986 (volume estimé à $0{,}5\text{-}1{,}0 \times 10^6$ m³), décrite par Evans (1987). Quoique incomplète, cette liste représente à ce jour (janvier 1987) la seule base de données utilisable pour l'évaluation des risques d'avalanches catastrophiques de pierres.

Dommages au-delà des cônes d'avalanches

En plus des dommages causés directement par les éboulis, une avalanche de pierres peut avoir des effets catastrophiques à retardement lorsqu'un cône d'éboulis forme un barrage et entraîne ainsi la formation d'un lac (Evans, 1986a). En effet, des inondations peuvent se produire en amont de la vallée lors du remplissage du lac de barrage, ou en aval lorsque survient une rupture du barrage formé par le cône d'avalanche. La rupture de ces barrages est susceptible de se produire des jours, des mois, voire des années après la formation du cône d'avalanche et peut avoir des conséquences catastrophiques dans les segments de vallée situés en amont et en aval des éboulis (Evans, 1986b). Les lacs de barrages formés par des débris d'avalanches sont un phénomène courant dans la Cordillère (figure 12-5), comme le sont les sites d'anciens lacs qui se sont vidangés depuis (Evans, 1986a). Nulle part dans la Cordillère cependant, la rupture d'une de ces digues ne fut plus dévastatrice que sur le fleuve Indus, près de Nanga Parbat (Mason, 1929).

Au nombre des dommages indirects à survenir au-delà des limites des cônes d'avalanches, il faut aussi ranger les vagues destructrices engendrées par la chute de débris d'avalanche dans des nappes d'eau naturelles ou artificielles. Depuis le désastre de Vajont, dans les Alpes italiennes, ce problème potentiel est pris en considération lors de la conception des centrales hydroélectriques de la Cordillère (par ex. Chaudhry et al., 1983).

Tableau 12-2. Évaluation des risques d'avalanches de pierres à certains sites de la Cordillère.

Site	n[1]	Période examinée (années)	Période de récurrence (années)	Durée prévue des installations (années) 1	100	500
FRANK	1	10 000	10 000	$10^{-4,0}$	$10^{-2,0}$	$10^{-1,3}$
HOPE A	2	10 000	5000	$10^{-3,7}$	$10^{-1,7}$	$10^{-1,0}$
HOPE B	3	10 000	3333	$10^{-3,5}$	$10^{-1,5}$	$10^{-0,8}$
RUISSEAU RUBBLE, CÔNE D'AVALANCHE A	9	9000	1000	$10^{-3,0}$	$10^{-1,0}$	$10^{-0,4}$
RUISSEAU RUBBLE, CÔNE D'AVALANCHE B	3	600	200	$10^{-2,3}$	$10^{-0,4}$	$10^{-0,3}$
GLACIER DEVASTATION /RUISSEAU MEAGER	4	53	17,66	$10^{-1,2}$	1	1

[1]n = nombre d'occurrences pour lesquelles la probabilité est calculée

Évaluation des risques de catastrophes

À l'aide des méthodes de Borgman (1963), il est possible d'évaluer le risque encouru à un site qui serait sujet aux catastrophes géologiques dont nous venons de traiter. La probabilité E, soit la probabilité qu'un événement catastrophique se produise au cours de la vie d'une installation, est donnée par:

$$E = 1-(1-1/T)^{L} \qquad (12\text{-}1)$$

où T = période de récurrence et L = durée théorique de l'installation. Cette méthode a été utilisée par LaChapelle (1966) pour calculer la probabilité d'avalanches de neige, et son application aux avalanches de pierres a été suggérée par Whitehouse et Griffiths (1983). Elle peut également servir dans le cas de sites sujets à des éboulements ou à des coulées de débris.

Cette méthode est illustrée ici dans le cas d'avalanches de pierres, et l'équation (1) peut être appliquée aux sites énumérés au tableau 12-1 en présumant que l'incidence d'avalanches de pierres à un site donné est statistiquement indépendante. Cette présomption ne vaut pas nécessairement dans les cas où un glissement de terrain est déclenché par des activités anthropiques, ni dans les cas où l'existence d'une première avalanche de pierres produit un contexte où la probabilité d'une récurrence est accrue, par exemple la formation d'un escarpement instable qui cède peu après. Le tableau 12-2 donne les probabilités d'occurrence pour une année (L = 1) et pour des durées théoriques de 100 et de 500 ans aux sites suivants: Frank (1re occurrence), Hope (2e et 3e occurrences), Rubble Creek (3e et 9e occurrences) et glacier Devastation/Meager Creek (4e occurrence). Ces probabilités s'appliquent à des installations fixes situées à la portée des débris mis en place lors des événements antérieurs.

L'examen du tableau 12-2 suggère les remarques suivantes:

1. Toutes les probabilités annuelles sont supérieures ou égales à 10^{-4}. Starr (1969) a proposé comme norme internationale un risque annuel acceptable d'environ 10^{-6} dans le cas d'activités planifiées. Hestnes et Lied (1980) proposent un risque maximum tolérable de 3×10^{-3} par an dans le cas d'habitations en Norvège et rapportent que les statistiques sur les avalanches de neige dans ce pays indiquent un risque de décès de l'ordre $6{,}3 \times 10^{-4}$ par an.
2. La probabilité d'occurrence à Frank en 1903 (si l'on suppose que l'exploitation minière n'a pas contribué au glissement) est représentative du risque pour tout site qui serait sujet à au moins une avalanche de pierres durant la période postglaciaire (10 ka, à titre d'hypothèse de travail).
3. Le risque d'un second événement en un site où une avalanche de pierres s'est déjà produite (à Hope par exemple) diminue la période de récurrence à 5 ka mais n'augmente pas de façon importante la probabilité d'occurrence, l'effet de groupement étant absent. D'après Nasmith (1980), le risque existant à un site qui a été le siège d'un glissement catastrophique est d'un tout autre ordre de grandeur (peut-être mille fois plus élevé) que le risque à un endroit où il n'y a eu aucun glissement au cours des dix derniers millénaires. Cette affirmation est toutefois infirmée par le tableau 12-2 dans le cas du risque d'une première, d'une deuxième et d'une troisième occurrence.
4. Des probabilités semblables calculées pour les première et deuxième occurrences à un site montrent combien il est important d'identifier les sites potentiels d'avalanches de pierres en plus des sites où une avalanche est déjà survenue.
5. Les fortes probabilités d'occurrence calculées pour le cône d'avalanche du ruisseau Rubble et le site du ruisseau Meager s'expliquent par la récurrence des avalanches de pierres dans le cas de strato-volcans quaternaires (Evans, 1984). La stratigraphie des dépôts d'avalanches dans le cône du ruisseau Rubble a été décrite par Moore et Mathews (1978) et Hardy et al. (1978), et c'est sur ces observations que reposent les deux scénarios examinés au tableau 12-2. En 1973, la Cour suprême de la Colombie-Britannique a maintenu la décision du gouvernement provincial d'arrêter la construction d'un village de montagne sur le cône d'avalanche, estimant que la possibilité d'un glissement catastrophique durant la vie de la collectivité était suffisamment grande (Berger, 1973). Les probabilités d'occurrence pour L=100 et L=500 (tableau 12-2) semblent aller dans ce sens.
6. On remarque que les probabilités d'occurrence augmentent considérablement avec l'allongement de la période (L dans l'équation 1). Il faut en tenir compte dans la planification d'installations permanentes, tels les lieux habités, dans la Cordillère canadienne (cf. Berger, 1973).

Conclusion

La Cordillère canadienne est un milieu montagneux affecté par des processus géomorphologiques et hydrologiques potentiellement dangereux pour ses occupants. L'activité humaine, cependant, y est moins intense que dans d'autres contrées montagneuses, et c'est pourquoi les dégâts causés par des phénomènes géologiques dans cette région ont été somme toute assez limités jusqu'à maintenant. Les avalanches de neige constituent des obstacles réels à la construction et aux opérations des voies de transport, des mines et des installations récréatives. Les coulées de débris et les crues instantanées ont causé des dommages aux routes et aux bâtiments à plusieurs endroits dans la Cordillère, notamment dans la chaîne Côtière. L'instabilité des versants rocheux est un problème très répandu dans la Cordillère. Les strato-volcans quaternaires de la partie sud de la chaîne Côtière se sont avérés particulièrement sujets aux avalanches de pierres; il se produit fréquemment de petits éboulements rocheux le long des falaises et dans les tranchées excavées pour les voies de transport. Tout projet de construction dans la Cordillère doit tenir compte des dommages pouvant résulter de l'endiguement des cours d'eau par des débris d'avalanches de pierres, soit à cause de débordements, soit à cause de la rupture des barrages. Les projets doivent aussi tenir compte des vagues que peuvent engendrer les glissements de terrain dans les lacs ou réservoirs artificiels. Les données géoscientifiques peuvent être d'une grande utilité en aménagement du territoire, en identifiant les sites dangereux, en estimant la fréquence et l'ampleur probables des phénomènes catastrophiques, et en évaluant les risques de catastrophes naturelles.

GÉOLOGIE DE L'INGÉNIEUR ET AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE DANS LA RÉGION DES PRAIRIES CANADIENNES

J.S. Scott

La région des Prairies canadiennes comprend des parties du Manitoba, de la Saskatchewan, de l'Alberta et du nord-est de la ColombieBritannique; elle est bordée au nord-est par le Bouclier canadien, et au sud-ouest par les contreforts des Rocheuses (figure 12-6). L'altitude varie de plus de 900 m au-dessus du niveau de la mer dans les contreforts de l'Alberta et dans les collines Cypress du sud-ouest de la Saskatchewan à moins de 100 m dans la région des basses terres du Manitoba. La pente régionale est inclinée vers le nord-est; l'altitude décroît graduellement, sauf sur les pentes relativement abruptes du coteau du Missouri et de l'escarpement du Manitoba. Le drainage général s'effectue vers le nord jusqu'au bassin du fleuve Mackenzie, et vers le nord-est jusqu'à la baie d'Hudson.

Cette inclinaison vers le nord-est de la pente régionale a eu une influence marquée sur les dépôts et les événements géologiques dans la région des Prairies; des sables et graviers provenant des Rocheuses ont été transportés vers le nord-est, de part et d'autre des Prairies, selon la pente régionale. C'est ainsi que des unités résiduelles de graviers tertiaires sont présentes sur les plateaux des collines Cypress dans le centre sud des Prairies et sur ceux de plusieurs régions du centre et de l'ouest de l'Alberta. De plus, en maints endroits dans les Prairies, d'épaisses accumulations de sables et de graviers provenant des Rocheuses occupent des vallées enfouies. Durant les diverses phases d'expansion glaciaire, les glaces continentales provenaient du Bouclier canadien au nord-est et remontaient la pente régionale, détournant ainsi le drainage naturel vers le nord et le sud. Durant les phases de retrait glaciaire, de vastes lacs proglaciaires se sont formés au front de l'inlandsis en retrait vers le nord-est. L'effet conjugué des directions de l'avancée et du retrait glaciaires et de la pente régionale a produit un complexe caractéristique, formé de vallées juxtaglaciaires, de dépôts de désagrégation et de sédiments glaciolacustres. La nature et la distribution de ces formes et dépôts glaciaires revêtent une importance particulière pour l'aménagement du territoire.

La région des Prairies repose sur des shales, des siltstones et des grès dont sont dérivés plus de 80% des matériaux qui composent les tills riches en argile et en silt de la région (Scott, 1976). Étant donné la présence de montmorillonites dans la fraction argileuse des tills, ceux-ci sont peu perméables et très plastiques, ce qui les rend collants une fois mouillés. Les sables, graviers et autres matériaux grossiers que contiennent les tills des Prairies proviennent, en grande partie, des roches du bouclier précambrien, des roches carbonatées paléozoïques en bordure du Bouclier et des roches carbonatées et des grès issus des montagnes Rocheuses.

Scott, J.S.
1989: Géologie de l'ingénieur et aménagement du territoire dans la région des Prairies canadiennes. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 12, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

L'épaisseur des dépôts quaternaires varie de quelques mètres à plus de 300 m (Christiansen, 1970a). La séquence quaternaire est généralement composée de plusieurs couches de tills séparées localement par des dépôts stratifiés. Leur distribution et leur stratigraphie ne sont pas uniformes dans toute la région; elles résultent d'une interaction complexe entre la topographie, la disponibilité des matériaux et la dynamique glaciaire. Dans certaines parties de la Saskatchewan et de l'Alberta, la stratigraphie des dépôts quaternaires est compliquée par la présence de chevauchements glaciotectoniques qui sont responsables de la suppression ou de la répétition de certaines unités quaternaires ou de certaines unités du substratum rocheux (Byers, 1959; Kupsch, 1962; Christiansen et Whitaker, 1976). Les rapports entre les unités stratigraphiques quaternaires reconnues en Saskatchewan fournissent un exemple de la séquence des dépôts observables en subsurface (tableau 12-3). La géologie du Quaternaire de la région est décrite plus en profondeur dans le chapitre 2 (Partie 1) du présent volume.

Dans la région, la géologie du Quaternaire détermine dans une large mesure la façon dont l'homme aménage et utilise le territoire. Le présent texte discute de l'aménagement du territoire sous les aspects de la géotechnique, de l'hydrologie souterraine, du génie minier et de l'enfouissement des déchets; il montre en quoi ces aspects sont influencés par les dépôts et processus du Quaternaire. Les exemples utilisés sont tirés de l'expérience collective des personnes qui ont contribué à la présente section; ils servent à montrer l'importance de la géologie du Quaternaire dans le cadre des contextes et des activités diversifiés des Prairies de l'Alberta, de la Saskatchewan et du Manitoba.

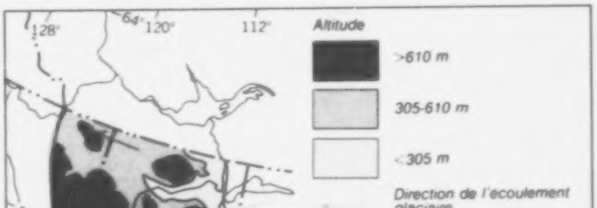


Figure 12-6. Localisation et altitude générale de la région des Prairies.

Tableau 12-3. Unités stratigraphiques quaternaires utilisées en Saskatchewan.

Groupe	Formation	Unité
		Drift stratifié superficiel
GROUPE DE SASKATOON	FORMATION DE BATTLEFORD	Dépôts intercalaires Till supérieur
	FORMATION DE FLORAL	Dépôts intercalaires Till intermédiaire Dépôts intercalaires Till inférieur Dépôts intercalaires
GROUPE DE SUTHERLAND		Till supérieur Till intermédiaire Till inférieur
GROUPE D'EMPRESS		Dépôts glaciaires stratifiés Dépôts préglaciaires dans des vallées préglaciaires
	SUBSTRATUM ROCHEUX	

Travaux de génie et rôle des matériaux géologiques

La planification et la construction d'ouvrages de génie civil requièrent que l'on rassemble des données disparates et disséminées pour en tirer des modèles tridimensionnels qui permettront de prévoir la nature et la réaction des matériaux de fondation et aideront à localiser les matériaux de construction ayant les propriétés voulues. Or, sans une connaissance approfondie de la géologie du Quaternaire, il n'est pas possible de mettre au point des modèles tridimensionnels fiables, et l'ingénieur est souvent impuissant à anticiper les problèmes géotechniques. Faute de bonnes données géologiques, il risque de prendre de mauvaises décisions.

Construction et fondations

Du point de vue de la construction et des fondations, trois propriétés mécaniques des dépôts quaternaires sont particulièrement importantes: la résistance au cisaillement, la compressibilité et la perméabilité. La fourchette des valeurs de ces paramètres est très variable, en raison des processus intervenant lors de la sédimentation et de la complexité stratigraphique et structurale. Du point de vue de ces propriétés, on peut classer les dépôts quaternaires en quatre grandes catégories: tills, sables et graviers, argiles et alluvions.

Les tills des Prairies sont généralement considérés comme des matériaux de fondation stables présentant une forte résistance au cisaillement et une faible compressibilité. Tous les tills n'ont cependant pas les mêmes propriétés (MacDonald et Sauer, 1970). Par exemple, le till le plus jeune de la Saskatchewan est plus compressible et moins stable que les tills surconsolidés de la Formation de Floral (tableau 12-3), bien que leur texture et leur minéralogie soient semblables (Sauer, 1974). Les travaux d'escavation dans le till superficiel sont généralement difficiles dans les sites mal drainés, alors que les entrepreneurs en construction routière trouvent que les tills de la Formation de Floral sont faciles à excaver, même sous la nappe phréatique. Un des tills du Groupe de Sutherland a une forte teneur en argile et s'avère généralement instable sur les pentes où il est mis à nu. De plus, ces tills anciens peuvent présenter des niveaux très fracturées, leur perméabilité étant alors comparable à celle des sables uniformes ou des graviers mal triés (Christiansen, 1968).

Les dépôts de sables et de graviers sont généralement faciles à excaver et ils forment des matériaux de fondation stables lorsqu'ils sont bien drainés. La stabilité des pentes peut cependant être une source de problèmes dans le cas d'excavations sous le niveau hydrostatique, et de fortes pressions piézométriques peuvent s'être développées lorsque les sables et graviers sont surmontés de tills ou d'argiles. La faisabilité de l'excavation de tunnels ou de tranchées profondes peut dépendre beaucoup de la présence ou de l'absence de ces matériaux. Dans le cadre d'une évaluation des matériaux quaternaires et préquaternaires de la région d'Edmonton dans le but d'établir le potentiel d'utilisation des terres, Kathol et McPherson (1975) ont conclu que la présence de sables, de graviers et d'argiles constituait le principal obstacle à la construction d'égouts profonds (figure 12-7).

Les argiles gonflantes, arrachées aux shales crétacés sous l'action des glaciers, sont très fréquentes dans la région sous forme de dépôts glacio-lacustres. Ces argiles se contractent et se dilatent au gré des fluctuations de l'humidité du sol, imposant ainsi des contraintes aux fondations des édifices et ouvrages souterrains peu profonds, notamment les tuyaux d'égouts et d'aqueduc. De plus, les argiles de surface peuvent être très compressibles et elles peuvent causer des problèmes de stabilité des pentes lorsqu'elles sont saturées. Certaines villes comme Edmonton, Regina et Winnipeg, toutes trois situées dans des bassins glaciolacustres, ont éprouvé de sérieux problèmes de ce genre. À Winnipeg, des fondations sur pieux sont fréquemment requises pour supporter des structures lourdes à moyennement lourdes; cette technique est appliquée depuis peu à des structures légères et aux habitations qui étaient auparavant construites sur des murs en béton armé reposant sur de larges semelles (Kjartanson, 1983).

Des alluvions, dont l'épaisseur peut dépasser 30 m et dont la composition varie des sables et graviers aux argiles

et silts organiques sont présentes dans la plupart des chenaux-déversoirs et des chenaux proglaciaires (Sauer, 1977) et extraglaciaires (Christiansen, 1983; Sauer, 1983) en Saskatchewan. De fortes épaisseurs d'alluvions très compressibles et très peu résistantes au cisaillement posent un problème dans la conception des fondations des ponts, des barrages en terre et des remblais routiers. En maints endroits, la présence d'eaux souterraines dans les alluvions crée un grave problème d'instabilité dans les tranchées ou sous les remblais très épais.

Conflits d'utilisation des sols et protection des ressources granulaires

La hausse des coûts de construction liée à l'augmentation des distances de transport des ressources granulaires est l'un des sérieux problèmes auxquels la plupart des grandes villes font face (voir Edwards, 1989). Souvent, le manque de disponibilité des granulats attribuable à une piètre planification tient beaucoup plus à l'inacessibilité causée par l'utilisation antérieure des sols qu'à l'épuisement des ressources elles-mêmes. La mise en valeur systématique des ressources granulaires est conciliable avec l'expansion urbaine, pourvu qu'elle obéisse à une planification éclairée et que des données adéquates soient disponibles sur la répartition latérale et verticale des dépôts de graviers. Le rapport entre les ressources granulaires et le développement de la ville de Calgary en fournit un exemple édifiant.

À Calgary, les ressources en graviers sont à ce point abondantes que les planificateurs ont négligé d'en intégrer l'exploitation dans les plans d'aménagement de la ville. Beaucoup de vieux quartiers sont construits sur des graviers (figure 12-8), notamment le centre-ville et les abords des rivières Bow et Elbow, ainsi que d'autres municipalités comme Montgomery et Bowness. Dans la majeure partie de cette région, personne n'a songé à extraire les graviers avant d'entreprendre les travaux de construction. Sur les collines Big et Broadcast, le till recouvre des réserves considérables de gravier, estimées à plus de 200×10^6 m^3. Or, la majeure partie de ce territoire est occupée par des quartiers résidentiels et des espaces verts, privant la ville de ces immenses dépôts de graviers. Aujourd'hui, la plupart des gravières sont situées à l'est de De Winton, à 27 km de la ville, d'où une augmentation substantielle des coûts de transport.

Winnipeg est située au milieu d'une vaste plaine de sédiments glaciolacustres argilo-silteux, et on pourrait s'attendre à ce qu'elle connaisse des problèmes d'approvisionnement en granulats. Heureusement, un important complexe d'eskers-deltas, situé à peine 16 km au nord-est de la ville, fournit des granulats d'excellente qualité, puisqu'ils sont dérivés de roches carbonatées paléozoïques et de roches cristallines précambriennes. Par ailleurs, le gisement est suffisamment éloigné du centre-ville pour que l'importance de cette ressource soit réalisée avant qu'elle ne soit rendue inaccessible par le développement urbain. L'intervention opportune des divers paliers gouvernementaux a permis de conserver cette ressource, que l'on exploite actuellement au maximum.

La solution au conflit entre la disponibilité des ressources granulaires et l'utilisation des terres comporte trois volets. D'abord, une collectivité doit estimer ses

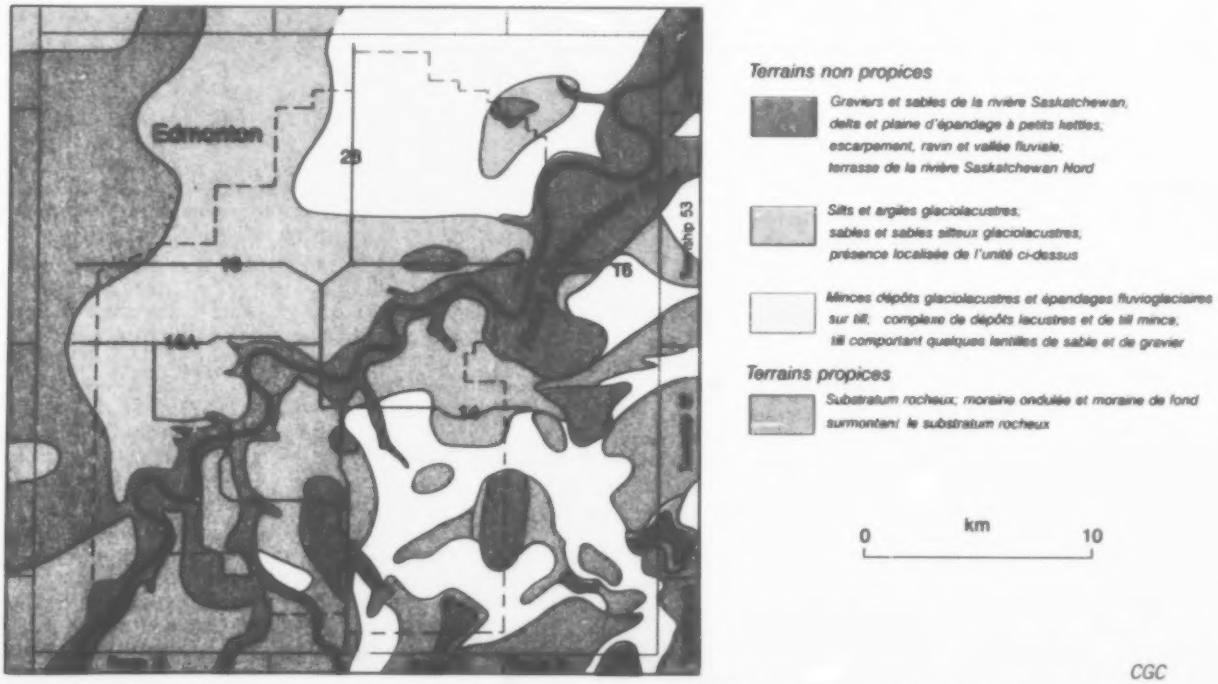


Figure 12-7. Carte de la région d'Edmonton montrant les terrains propices et ceux non propices à l'installation de canalisations d'égout à une profondeur de 0 à 16 m (0 à 50 pi) (tiré de Kathol et McPherson, 1975).

besoins en granulats dans un avenir prévisible. Deuxièmement, elle doit dresser un inventaire complet dans le but de localiser les ressources dont elle a besoin; c'est à ce stade qu'une bonne connaissance de la stratigraphie et des processus quaternaires aide à circonscrire et à évaluer les approvisionnements en granulats. Finalement, elle doit voir à protéger les zones de ressources dans les plans de développement. Des stratégies de gestion des ressources ont été mises sur pied dans le cadre du processus de planification provinciale, afin de protéger les ressources contre la « stérilisation urbaine ». Au Manitoba, la réglementation provinciale sur l'utilisation des terres (n° 13), adoptée en vertu de la Loi sur l'aménagement du territoire, promulguée en 1981, est un exemple de réglementation conçue pour assurer la conservation des ressources granulaires.

Approvisionnement et exploitation des eaux souterraines

Les eaux souterraines représentent une source d'eau indispensable en milieu rural et dans maintes municipalités des Prairies. Des puits ayant un débit de quelques dizaines de litres à la minute pourraient suffire à la consommation domestique; ce type de rendement peut être obtenu dans des aquifères intra-tills (Meyboom, 1967). Par contre, les débits requis pour alimenter les services municipaux et les industries ne peuvent être obtenus que d'aquifères de superficie et d'épaisseur beaucoup plus importantes.

Les pages qui suivent donnent des exemples de contextes géologiques quaternaires favorables à d'importantes sources d'eaux souterraines en Saskatchewan. Les descriptions et commentaires relatifs à la recherche, à l'exploitation et à la protection de ces aquifères visent à souligner la nécessité d'une planification judicieuse pour faire en sorte que la mise en valeur et la protection des ressources en eaux souterraines soient optimales. Les exemples retenus ici sont tous de la Saskatchewan, mais les mêmes caractéristiques hydrogéologiques sont présentes dans toute la région des Prairies.

Aquifères

En Saskatchewan, les approvisionnements en eaux souterraines potables proviennent d'aquifères formés dans les sédiments glaciaires et à la surface du substratum ou à proximité. On distingue plusieurs types d'aquifères: aquifères de substratum, aquifères de vallée enfouie, aquifères de couverture, aquifères inter-till, et aquifères superficiels (définis par Meneley, 1972). Les aquifères les plus vastes de la Saskatchewan sont illustrés à la figure 12-9, et un schéma du contexte stratigraphique de ces aquifères est présenté à la figure 12-10.

Les aquifères de substratum sont surtout présents dans les sédiments crétacés du sud de la Saskatchewan, et ils sont également présents dans les roches carbonatées du centre est. Quelques-uns apparaissent à la surface du substratum rocheux, comme ceux de Swan River et de Judith

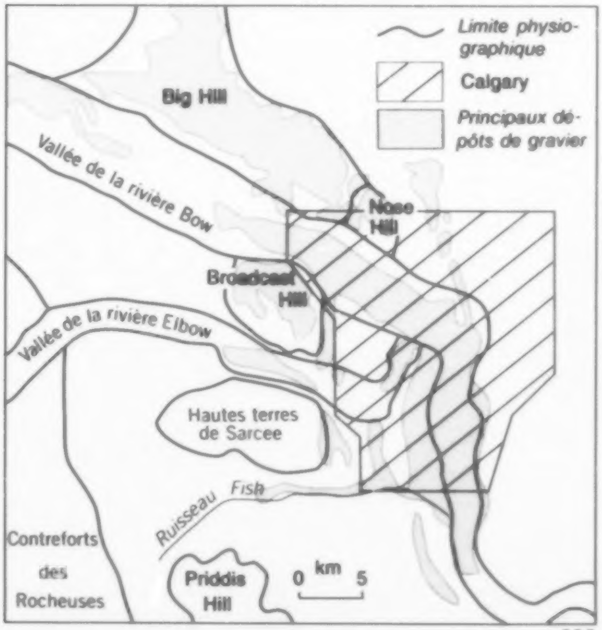


Figure 12-8. Localisation des principaux dépôts de gravier de la région de Calgary.

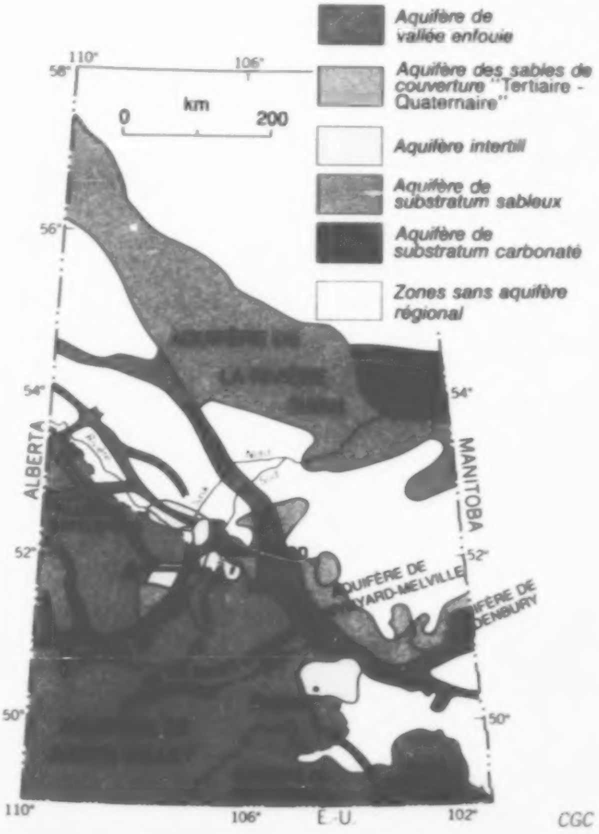


Figure 12-9. Principaux aquifères du sud de la Saskatchewan (d'après Meneley, 1972). La coupe A-A' est illustrée à la figure 12-11.

River (à la confluence de la vallée Tyner). L'évaluation des ressources hydrogéologiques de la Formation de Judith River a déjà été traitée par Kewen et Schneider (1979) et Whitaker (1982). Dans le sud-est de la Saskatchewan, les sables, silts et argiles tertiaires à filons houillers des formations d'Eastend et de Ravenscrag forment des aquifères importants (Meneley, 1983; figure 12-9). D'autres dépôts, par exemple la Formation de Bredenbury, dont la granulométrie passe d'un sable fin au sommet à un gravier à la base, datent probablement du Tertiaire-Quaternaire.

Figure 12-10. Coupe schématique montrant les relations stratigraphiques des principaux aquifères et aquitards du sud de la Saskatchewan.

Des aquifères majeurs existent dans les larges vallées enfouies du sud de la Saskatchewan (figure 12-9). Ces vallées ont été formées avant ou pendant une première avancée glaciaire. Les vallées sont fréquemment comblées de dépôts interstratifiés de graviers, de sables, de silts et d'argiles pouvant atteindre 50 m d'épaisseur et former des aquifères productifs. Le plus gros de ces aquifères est celui de la vallée de Hatfield qui traverse toute la province. Une partie de cet important système d'aquifères de vallée a été étudié par Maathuis et Schreiner (1982a,b) et Schreiner et Maathuis (1982). D'autres aquifères importants existent dans les vallées de Battleford, de Tyner, du Swift Current et d'Estevan, ainsi que dans des vallées enfouies de plus petites dimensions.

Les aquifères de couverture sont composés de grandes étendues de silts, de sables et de graviers reposant directement sur le substratum. Ils sont situés sur les flancs de grandes vallées enfouies, comme la vallée de Hatfield que flanquent les aquifères de Wynyard-Melville et de Meacham (figure 12-9).

Les aquifères inter-till sont composés de matériaux stratifiés, surtout des sables, mais aussi des silts et des graviers. Certains sont d'âge interglaciaire ou interstadiaire, notamment l'aquifère de Tessier, un aquifère important de la région de Saskatoon (Meneley, 1970; SkwaraWoolf, 1980; figure 12-11). D'autres aquifères sont formés dans des couches ou des lentilles de matériaux stratifiés incluses dans les tills, mais ces aquifères sont souvent discontinus, moins étendus et de moindre débit que les aquifères inter-till.

En plus de ces aquifères enfouis, les aquifères superficiels (c'est-à-dire les aquifères situés juste sous la surface) formés dans des sédiments fluvioglaciaires, fluviatiles, alluviaux et lacustres sont d'utiles sources d'approvisionnement en eau. Ils ont l'avantage d'être facilement accessibles et de fournir de l'eau de bonne qualité; par contre, ils sont facilement contaminés, leur débit est généralement faible et ils sont sujets aux sécheresses.

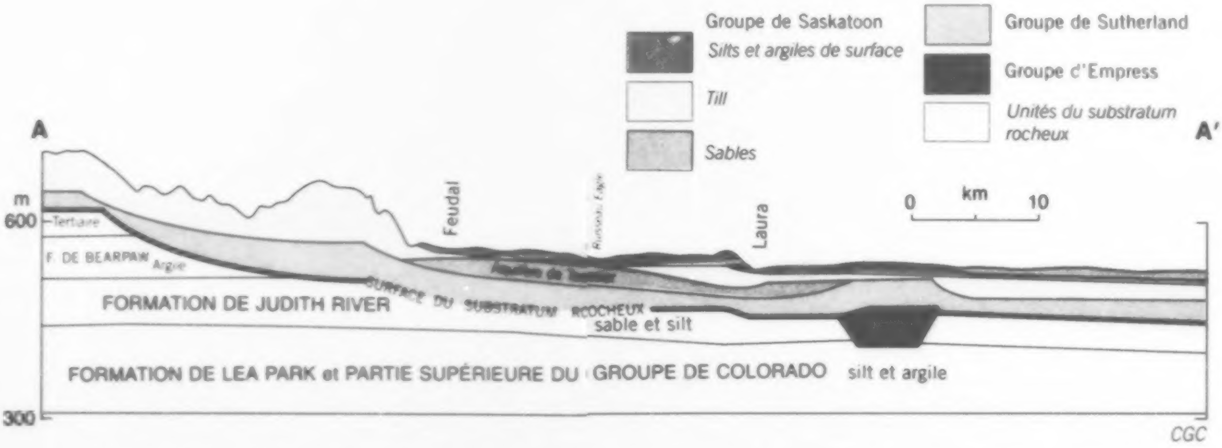


Figure 12-11. Coupe simplifiée de la stratigraphie du Quaternaire au sud-ouest de Saskatoon. La localisation de la coupe A-A' est indiquée à la figure 12-9.

Étude stratigraphique des aquifères

La localisation et l'évaluation des aquifères quaternaires nécessitent l'élaboration d'un schéma stratigraphique des sédiments quaternaires et la compréhension des processus conduisant à la formation d'un aquifère. En Saskatchewan, le cadre stratigraphique des sédiments quaternaires est désormais connu de même que le sont divers critères utilisés afin d'identifier les unités stratigraphiques individuelles, principalement les tills (Christiansen, 1968; figure 12-11). Ce cadre de référence a été mis à contribution, avec les méthodes et les modèles appropriés, pour délimiter de nombreux aquifères. Dans les autres provinces des Prairies, les relations entre les aquifères, la géologie du Quaternaire et la topographie du substratum rocheux sont comparables.

Les aquifères des vallées enfouies sont présents dans des vallées encaissées dans le substratum et généralement surmontées des séquences glaciaires du Quaternaire. Afin de les délimiter, il faut déterminer la position et les dimensions des vallées enfouies ainsi que l'étendue, l'épaisseur et la nature des matériaux dont elles sont remblayées. Il est important de connaître la séquence stratigraphique et la continuité des unités sédimentaires, notamment dans les endroits où une vallée enfouie intersecte un aquifère de substratum ou est surmontée d'un autre aquifère, puisqu'une continuité hydraulique peut exister entre deux aquifères.

Il faut aussi déterminer la position et l'étendue des aquifères de couverture, de même que leur épaisseur et leurs rapports stratigraphiques avec d'autres aquifères, notamment les aquifères de vallées enfouies et les aquifères de substratum atteignant la surface rocheuse. À de nombreux endroits, aquifères de couverture et aquifères de substratum sont composés des mêmes matériaux, de sorte qu'ils ne peuvent être distingués que par leur position stratigraphique.

La stratigraphie du Quaternaire est particulièrement importante pour localiser et délimiter les aquifères intercalés entre deux tills. À partir d'une corrélation des unités de till fondée sur des paramètres stratigraphiques, il est possible de circonscrire les aquifères inter-till et de déterminer les relations entre les divers aquifères.

La région de la rivière Sand, dans le centre est albertain, fournit un bon exemple d'endroit où les données sur la stratigraphie du Quaternaire ont servi à résoudre un important problème d'eaux souterraines posé par l'exploitation des sables bitumineux de Cold Lake (Andriashek, 1985a,b). On envisageait d'extraire ce pétrole lourd par un procédé d'injection de vapeur d'eau, lequel nécessite des volumes d'eau considérables et un endroit sécuritaire pour éliminer les eaux usées. Or, on craignait que les approvisionnements en eau souterraine ne pussent suffire à la fois à l'exploitation des sables bitumineux et à la consommation locale, et que le rejet des eaux usées dans le sous-sol n'entraîne la contamination des réserves d'eau de la collectivité. Une étude tridimensionnelle de la géométrie, de l'épaisseur, de la distribution et des propriétés lithologiques des dépôts quaternaires a donc été entreprise. Les résultats indiquent que les gisements de pétrole lourds sont surmontés de huit formations quaternaires (Andriashek, 1985a,b), soit quatre unités de till (diamictons), présumément déposées lors de quatre glaciations majeures, et quatre unités de sédiments stratifiés, composées de dépôts glaciaires et interglaciaires (tableau 12-4). Deux unités, le Groupe d'Empress (Whitaker et Christiansen, 1972) et la Formation de Muriel Lake, sont formées de dépôts de sables et de graviers dont l'épaisseur et l'extension latérale sont considérables; leur contexte hydrogéologique leur confère un excellent potentiel pour de forts débits d'eaux souterraines. Le Groupe d'Empress, situé à la base de la succession quaternaire, est constitué de sédiments stratifiés occupant des vallées préglaciaires (Andriashek et Fenton, 1983; Gold et al., 1983; tableau 12-4). La Formation de Bronson Lake (till) repose sur le Groupe d'Empress à plusieurs endroits dans les vallées enfouies; il s'agit d'une formation très argileuse qui est donc considérée comme un aquitard. La Formation de Bronson Lake est surmontée par la Formation de Muriel Lake, unité de grande extension latérale, généralement épaisse, et composée de sables et de graviers fluvioglaciaires. La Formation de Muriel Lake occupe en maints endroits d'importantes vallées enfouies, dont elle déborde parfois; son extension latérale considérable et la texture grossière de ses sédiments en font une importante cible d'approvisionnement en eaux souterraines de la région de Cold Lake. Ces études sont particulièrement intéressantes puisque la délimitation précise des unités stratigraphiques quaternaires a permis de déterminer les secteurs où les aquitards, séparant normalement les aquifères majeurs, ont été érodés, permettant une communication hydraulique entre les deux aquifères principaux. Cette information est essentielle à l'évaluation du potentiel des aquifères et des risques de contamination des eaux souterraines. Il faudrait réaliser des études semblables dans d'autres régions où les aquifères sont destinés à un usage intensif comme source d'eau potable ou pour l'élimination des eaux usées.

Géologie du Quaternaire et qualité des eaux souterraines

La géologie exerce une influence sur la qualité des eaux souterraines, par la composition minéralogique des unités géologiques et par le contexte géologique déterminant l'écoulement des eaux souterraines. Ensemble, le cadre hydrogéologique et la topographie déterminent les réseaux d'écoulement des eaux souterraines; des trajets empruntés à travers les diverses unités géologiques dépendra la composition chimique des eaux souterraines.

Dans l'eau des aquifères superficiels, la quantité totale des produits dissous augmente graduellement avec la longueur du trajet effectué. Cependant, à cause des basses températures, et de la prédominance de minéraux relativement insolubles, ces aquifères produisent une eau relativement douce. Celle-ci renferme généralement du bicarbonate de calcium, dont la concentration totale est généralement inférieure à 1 000 mg/L. Les tills sont mieux pourvus en minéraux à grains plus fins et plus réactifs. Il s'y produit donc toute une gamme de processus géochimiques complexes et interreliés, comportant la dissolution de la calcite, de la dolomie, du gypse et de l'anhydrite, ainsi que des échanges de cations avec les argiles (Freeze et Cherry, 1979). Dans les eaux des tills, les ions sodium, magnésium, calcium, bicarbonate et sulfate, sont souvent présents en fortes quantités, et le total des produits dissous varie de 1 000 à 10 000 mg/L. Les particules des aquifères inter-till sont composées en grande partie de minéraux relativement insolubles; mais, comme ces aquifères sont généralement rechargés par l'infiltration d'eaux souter-

Tableau 12-4. Stratigraphie quaternaire de la région de la rivière Sand, Alberta.

QUATERNAIRE	
Holocène	
DÉPÔTS STRATIFIÉS POSTGLACIAIRES	Argile, silt, sable, gravier : dépôts éoliens, fluviatiles et lacustres non différenciés
Pléistocène	
FORMATION DE GRAND CENTRE	
Membre de Vilna	Diamicton argileux; renferme une quantité importante de blocs de sédiments plus anciens; les sables très grossiers sont riches en fragments de roches métamorphiques et ignées; sédiment glaciaire (till)
Membre de Kehiwin Lake	Diamicton sableux; les sables très grossiers sont riches en fragments de roches ignées, métamorphiques et quartziques; sédiment glaciaire (till)
Membre de Reita Lake	Diamicton sablo-argileux; les sables très grossiers sont riches en fragments de roches ignées et métamorphiques; sédiment glaciaire (till)
Membre de Hilda Lake	Diamicton argileux; contient une grande quantité de sédiments plus anciens transportés par les glaciers; les sables très grossiers sont riches en fragments de roches ignées et métamorphiques; sédiment glaciaire (till)
FORMATION DE SAND RIVER	Sable et sable graveleux; un peu de silt et d'argile; sédiment fluvoglaciaire
FORMATION DE MARIE CREEK	
Unité 2	Diamicton sableux; les sables très grossiers sont riches en fragments de roches carbonatées; sédiment glaciaire (till)
Unité 1	Diamicton argileux; contient des lentilles silto-argileuses stratifiées; les sables très grossiers sont riches en fragments de roches carbonatées; sédiment glaciaire (till)
FORMATION D'ETHEL LAKE	Silt et argile; un peu de sable et de gravier; sédiment principalement glaciolacustre
FORMATION DE BONNYVILLE	
Unité 2	Diamicton; sableux dans les deux tiers orientaux de la carte, argileux à l'ouest; les sables très grossiers sont riches en fragments de quartz; sédiment glaciaire (till)
Unité 1	Diamicton argileux; se reconnait à une très faible résistivité; sédiment glaciaire (till) surmonté par endroits de sables et graviers
FORMATION DE MURIEL LAKE	Sable et gravier; un peu de silt et d'argile; sédiment fluvioglaciaire
FORMATION DE BRONSON LAKE	Diamicton argileux et argile non différenciés; se reconnait surtout à une très faible résistivité; les sables très grossiers sont riches en fragments de quartz et de shale provenant du substratum rocheux; sédiments glaciaires (till) et glaciolacustres mélangés
FORMATION D'EMPRESS	
Unité 3	Sable et gravier; contient des fragments de roches métamorphiques et ignées provenant du Bouclier canadien; sédiment fluvioglaciaire
Unité 2	Silt et argile; sédiments fluviaux et glaciolacustres non différenciés
Unité 1	Sable et gravier; contient des fragments de chert et de quartzite provenant de la Cordillère; unité couramment désignée sous le nom de "Sables et graviers préglaciaires de la Saskatchewan"
CRÉTACÉ	
FORMATION DE BELLY RIVER	Grès feldspathique vert à gris-vert, à lits épais; siltstone argileux gris, mudstone gris et vert; lits ferrugineux concrétionnés; sédiment non marin
FORMATION DE LEA PARK	Shale gris foncé; shale silteux glauconieux gris pâle avec concrétions ferrugineuses; sédiment marin

raines à travers les tills, leur eau a souvent une composition analogue à celle des eaux de tills. Lorsque des aquifères quaternaires sont en continuité hydraulique avec des aquifères plus anciens, des eaux souterraines fortement chargées en produits dissous peuvent se mêler à l'eau relativement douce des aquifères plus jeunes. Il est donc nécessaire de bien connaître la stratigraphie des unités quaternaires et l'extension des divers aquifères pour comprendre les variations de la qualité de l'eau.

L'influence du cadre géologique sur la qualité des eaux souterraines a été mise en évidence par Meneley (1970) dans le cas de l'aquifère de Dalmeny. Cet aquifère, situé près de Saskatoon, est peu profond (25 à 45 m sous la surface du sol) et intercalé entre deux tills. Il est recouvert tantôt par un till et une unité silto-argileuse superficielle plutôt mince, tantôt par une couche de till relativement mince et un épais dépôt de sable superficiel. L'aquifère est alimenté par l'infiltration des eaux souterraines et son eau a une composition chimique distincte selon sa position par rapport aux matériaux recouvrant le till.

Protection de la qualité des eaux souterraines

Le traitement des déchets de la mine de potasse de Cominco Ltd., située environ 30 km au sud de Saskatoon, offre un exemple du rôle de la géologie du Quaternaire dans le confinement et l'élimination des déchets dans la région des Prairies, ainsi que dans la protection de la qualité des eaux souterraines. Les déchets de la mine de potasse sont stockés à la surface dans un bassin de traitement qui se compose d'un étang de saumures, d'un bassin de décantation et de haldes de sel. Avant la construction des installations de confinement, le milieu physique du bassin de traitement des déchets a fait l'objet d'études spécialisées (Meneley et Whitaker, 1969). Dans ce but, le cadre géologique et les paramètres hydrauliques des unités géologiques concernées ont été établis. Il a ensuite été possible d'identifier les trajets potentiels de migration des saumures et d'établir un système de surveillance efficace pour détecter les mouvements des saumures et évaluer le rendement du bassin de traitement des déchets.

La géologie des terrains sous-jacents au site de traitement des déchets de potasse de la Cominco Ltd. est illustrée schématiquement à la figure 12-12. À cet endroit, les dépôts stratifiés superficiels et la Formation de Floral ont été identifiés comme des zones potentielles de migration des saumures. Ces saumures pourraient s'infiltrer à travers ou sous les digues du bassin de traitement, ou encore migrer latéralement dans la zone oxydée des dépôts stratifiés superficiels en direction du lac Rice. Cependant, la présence d'un bouchon argileux à l'extrémité nord du bassin, à travers la partie oxydée des dépôts stratifiés superficiels, et les fossés ceinturant partiellement le bassin de traitement font qu'il est possible de contenir cette migration latérale superficielle dans des limites acceptables.

La Formation de Floral, composée d'une séquence complexe de tills, de silts, d'argiles, de sables et de graviers, est considérée comme un aquifère. On craignait que les eaux saumâtres ne migrent lentement vers le bas à travers les dépôts stratifiés superficiels pour atteindre l'aqui-

Figure 12-12. Illustration schématique de l'écoulement des eaux souterraines à la mine de Cominco Ltd., à 30 km au sud de Saskatoon.

fère de la Formation de Floral. Étant donné la faible perméabilité verticale des dépôts stratifiés superficiels, le taux estimé de migration des saumures n'est que de l'ordre de quelques centimètres par an. À ce rythme, il faudrait plusieurs centaines d'années avant que l'aquifère de la Formation de Floral ne soit contaminé. Il est cependant possible qu'à cause de la dispersion et peut-être de la fracturation, le temps de migration soit beaucoup plus court. Si les saumures venaient à atteindre l'aquifère de la Formation de Floral, il serait toujours possible, en appliquant le principe du confinement hydrodynamique, de maintenir la contamination à un niveau acceptable.

Si les saumures atteignaient l'aquifère de la Formation de Floral, elles pourraient poursuivre leur descente et traverser le Groupe de Sutherland en direction de l'aquifère de la vallée de Tyner. Or, le Groupe de Sutherland est formé d'un till dense et dur dont la perméabilité verticale est probablement très faible, de sorte que l'écoulement serait lent. De plus, il existe un gradient hydraulique ascendant entre l'aquifère de la vallée de Tyner et celui de la Formation de Floral. Il est probable que l'effet combiné de ce gradient hydraulique ascendant et de la faible perméabilité du Groupe de Sutherland empêcherait la migration des saumures sous la Formation de Floral.

Des analyses semblables des dépôts quaternaires et des conditions hydrogéologiques devraient être réalisées au voisinage de tous les sites de traitement des déchets et des lieux où sont entreposées des matières qui risquent de contaminer les eaux souterraines.

Stabilité des mines à ciel ouvert

La géologie des dépôts quaternaires a un impact important sur l'extraction des ressources dans les roches plus anciennes; la stabilité des parois des mines à ciel ouvert en est un exemple. Des chevauchements glacitectoniques et des déformations dans les matériaux sous-glaciaires ont été observés dans de nombreuses régions des Prairies reposant sur des roches mésozoïques (Slater, 1927; Byers, 1959; Kupsch, 1962; Christiansen et Whitaker, 1976; Sauer, 1978; Fenton et Andriashek, 1978; Babcock et al., 1978; Moran et al., 1980; Fenton, 1983); ces déformations sont un facteur important de la stabilité des parois dans les tranchées et déblais.

Un des problèmes les plus sérieux auxquels fait face l'aménagement des mines de charbon à ciel ouvert dans les plaines de l'Alberta est de maintenir la stabilité de hautes parois. Une rupture des parois menace la sécurité des travailleurs et des équipements et entraîne parfois une augmentation considérable des coûts d'exploitation; non seulement oblige-t-elle l'entreprise minière à redéblayer le mort-terrain et à revoir ses échéanciers de production, mais elle peut aussi entraîner le gaspillage de charbon potentiellement récupérable. Dans au moins trois des mines de charbon actuellement en exploitation en Alberta, de sérieux problèmes de rupture des parois sont liés aux déformations glacitectoniques présentes dans le mort-terrain (Fenton et al., 1984).

Lorsque l'on réussit à identifier des déformations glacitectoniques dès le stade de la planification, il est possible d'orienter le puits de mine et de modifier l'inclinaison des hautes parois de façon à minimiser les coûts d'une éventuelle rupture. Beaucoup de déformations glacitectoniques peuvent être reconnues grâce aux modelés caractéristiques qui leur sont associées. D'autres, par contre, ne peuvent être détectés que par forage ou par des méthodes géophysiques.

Une mine de charbon à ciel ouvert de la région du lac Wabamun, à l'ouest d'Edmonton, illustre très bien l'influence des chevauchements glacitectoniques du substratum rocheux sur la stabilité des parois de mine (M.M. Fenton, Conseil de recherches de l'Alberta, communication personnelle, 1983). À ce site minier, le substratum est constitué d'une unité comportant six niveaux houillers et surmontée de grès, de siltstone, de mudstone et de shale crétacés appartenant à la Formation de Paskapoo (Green, 1972). Ces roches sont surmontées d'un till parsemé de lambeaux glacitectoniques arrachés du substratum par la poussée glaciaire. Durant la dernière glaciation, les glaces s'écoulaient généralement vers le sud dans cette région. Les principales conséquences des chevauchements glacitectoniques au site de la mine sont les suivantes: 1) érosion locale des morts-terrains et, plus rarement, des couches de charbon; 2) déformation des couches de charbon et des morts-terrains, accompagnée d'un transport minimal des unités déformées et 3) transport de lambeaux glacitectoniques allochtones sur une distance inconnue.

Une étude détaillée (M.M. Fenton, communication personnelle, 1983) a été entreprise par suite de l'effondrement d'une paroi dans le puits 03 de la mine de Wabamun Lake. Dans ce puits orienté à peu près est-ouest, le front de taille se trouve au sud, c'est-à-dire en direction de l'aval glaciaire. La rupture est apparue dans la partie est du front de taille au printemps et, en août, elle s'était propagée vers l'ouest, presque sans interruption, sur environ 900 m.

Une coupe transversale des terrains au sud de la mine montre cinq unités géologiques (figure 12-13). Les plissements prédominent dans les sédiments fins des unités déformées (1 et 3); des plans de cisaillement ou des failles sont présents dans tous les types de sédiments, mais ils

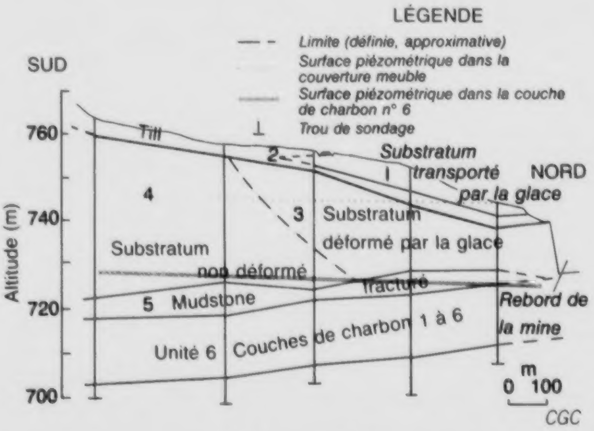


Figure 12-13. Mine à ciel ouvert du lac Wabamun. Coupe nord-sud montrant la disposition générale des couches et la position des surfaces piézométriques dans la couverture meuble déformée par glacitectonique et dans la couche de charbon n°6.

sont particulièrement abondants dans le grès. Le plan axial des plis de même que les plans de faille et de cisaillement sont orientés est-ouest et plongent vers le nord en direction du puits, contribuant ainsi à l'instabilité de la paroi élevée. Les mesures du niveau de la nappe phréatique et de la pression piézométrique ont montré que les formations recouvrant les couches de charbon relativement imperméables étaient essentiellement saturées et que de fortes pressions interstitielles existaient au pied de la paroi du puits minier. Les données géologiques, combinées aux données hydrogéologiques, semblent indiquer que la rupture du front de taille est due aux fortes pressions interstitielles et à la présence d'un réseau de zones de faiblesse liée aux déformations glacitectoniques. Si l'on avait su, avant le début des travaux qu'il existait des zones de faiblesse inclinées vers le nord, il aurait été possible d'orienter le front de taille de façon à ce que les plans de cisaillement plongent vers une direction autre que vers la base coupe.

Risques de catastrophes naturelles

Dans les Prairies, les risques de catastrophes naturelles sont plus faibles qu'ailleurs au Canada. Par exemple, sur la carte de la sismicité au Canada publiée en 1970, les Prairies sont situées dans la zone 0 (Heidebrecht et al., 1983), ce qui signifie que la probabilité qu'un séisme endommage des édifices ou d'autres ouvrages reposant sur le sol est négligeable. Cependant, le relief et la géologie de la région sont telles, qu'à certains endroits, les glissements de terrain et les inondations constituent des risques importants; à d'autres endroits, des effondrements se sont déjà produits en raison de la présence de roches solubles près de la surface.

Glissements de terrain

Étant donné la variété des matériaux dans lesquels peuvent se produire des glissements de terrain, et celle des agents pouvant les déclencher, il existe une multitude de combinaisons pouvant conduire à des glissements de terrain. Il convient de distinguer les causes extrinsèques des causes intrinsèques (Terzaghi, 1950). Les causes extrinsèques, telles l'érosion au pied d'un talus ou l'augmentation de la pente résultant de processus naturels ou d'actions anthropiques, conduisent à un accroissement des contraintes de cisaillement sans modification de la résistance au cisaillement des matériaux constitutifs du versant. Les causes intrinsèques sont celles qui entraînent une diminution de la résistance au cisaillement de ces matériaux, diminution le plus souvent causée par une augmentation de la pression interstitielle ou par une diminution progressive de la cohésion des matéraux du versant.

Dans la région des Prairies, les ruptures de versants se produisent le plus souvent le long des vallées des grandes rivières actuelles, par exemple les rivières de la Paix, Saskatchewan Nord, Saskatchewan Sud et Rouge, de même que sur les versants des chenaux proglaciaires. Les terrains sujets à des ruptures de versants peuvent être classés en trois catégories générales: 1) shales crétacés, qui peuvent avoir localement subi des déformations glacitectoniques (Scott et Brooker, 1968; Thomson et Morgenstern, 1977; Sauer, 1978; Krahn *et al.*, 1979); 2) discordances associées aux contacts stratigraphiques à l'intérieur des sédiments glaciaires (Sauer, 1974, 1979) et 3) sédiments stratifiés reposant sur du till (Haug *et al.*, 1977; Lidgren et Sauer, 1982). Pour les besoins de l'analyse, chaque catégorie peut être subdivisée en fonction de la stratigraphie, de la structure, de l'histoire géologique et des rapports historiques entre la dynamique fluviale et le régime des eaux souterraines. Les facteurs dynamiques responsables d'un grand nombre de glissements de terrain demeurent actifs de nos jours, de sorte que la plupart des terrains sujets aux glissements dans le passé le demeurent encore (Christiansen, 1983; Sauer, 1983).

L'une des plus vastes zones de glissements de terrain dans la région, et peut-être même au Canada, se trouve sur l'escarpement du Manitoba, dont la pente atteint par endroits 300 m/10 km. Les traces de petits glissements peuvent être observées presque tout le long de l'escarpement, mais elles sont particulièrement évidentes sur les flancs est et nord-est des collines Porcupine (Wickenden, 1945; Scott et Brooker, 1968; figure 12-14). La superficie de la zone affectée par ces glissements est estimée à 200 km^2 et on y dénombre quatre glissements de terrain distincts. Les glissements individuels ont généralement 5 km de largeur et 10 km de longueur. Dans leur moitié ou leur tiers supérieur, les glissements présentent une série de grabens parallèles, fréquemment occupés par des lacs étroits et allongés. Dans leur partie inférieure, les matériaux déplacés sont bosselés et contiennent des shales noirs du Crétacé mêlés à des sédiments pléistocènes. Les shales crétacés des formations de Favel et de Vermilion River, contenant toutes deux des couches de bentonite, longent la base de l'escarpement. Des sources et des suintements ont été observés au pied de petits glissements survenus sur les versants de ruisseaux drainant la partie nord de la zone de glissements (Scott et Brooker, 1968). Ni l'âge ni la cause exacte de ces glissements de terrain ne sont connus. Cependant, le pied du glissement recoupe la plage Campbell du Lac glaciaire Agassiz, ce qui suggère un âge maximal de 9,3 ka. La présence des couches de bentonite et l'égouttement des eaux souterraines ont pu contribuer à l'instabilité du versant. De plus, la vidange du Lac glaciaire Agassiz au début de l'Holocène, donc l'abaissement des niveaux d'eau qui en a résulté, a pu être un facteur important du déclenchement de ces glissements.

Risques d'inondation

La fonte printannière des neiges est la principale source de ruissellement et d'érosion dans la région des Prairies, mis à part les violents orages locaux qui surviennent durant l'été. Les inondations ne sont pas un problème généralisé, en raison de la topographie de la région, laquelle doit sa configuration aux processus et événements quaternaires. En effet, la plupart des grands cours d'eau sont profondément encaissés et plusieurs territoires sont parsemés de bourbiers favorisant l'infiltration au détriment du ruissellement superficiel. Il y a cependant risque d'inondations dans les fonds de vallées et dans les basses terres du Manitoba, où les rivières Rouge et Assiniboine arrosent la plaine lacustre du Lac glaciaire Agassiz. Dans ce bassin, les inondations ont déjà causé des millions de dollars de dommages et entraîné des pertes de vies. Les risques d'inondations, maximaux au printemps, dépendent de l'importance de l'accumulation nivale en hiver, de la vitesse de la fonte des neiges et des précipitations en période de fonte. Les gouvernements ont consacré des millions de dollars à la construction et à l'entretien de digues

Figure 12-14. Mosaïque de photographies aériennes verticales montrant des ruptures de versant sur les flancs des collines Porcupine, un des segments de l'escarpement du Manitoba. Clichés A24683-189, 191 de la Photothèque nationale de l'air.

et de barrages ainsi qu'aux programmes de lutte contre les crues.

De tous les ouvrages de protection contre les inondations construits à ce jour, le plus remarquable est sans doute le canal de dérivation de la rivière Rouge (Red River Floodway), conçu de manière à ce que les eaux gonflées par la crue contournent la ville de Winnipeg pour se déverser plus en aval dans la rivière Rouge, près de Lockport. Ce canal, dont la construction a nécessité le déplacement de 764×10^6 m^3 de matériaux, mesure 56,7 km de longueur. Il est conçu pour un débit de 850 m^3/s, ce qui devrait protéger Winnipeg contre des crues dont la période de récurrence est de 160 ans (tableau 12-5). Depuis la mise en service de ce canal de dérivation en 1968, les dommages causés à la ville de Winnipeg par les inondations ont été éliminés.

Un autre canal de dérivation a été creusé entre la rivière Assiniboine et le lac Manitoba, également dans la plaine du Lac glaciaire Agassiz. Il protège la ville de Portage La Prairie, plusieurs villages et une bande de 90 km de plaines agricoles entre Portage La Prairie et Winnipeg.

En 1975, les gouvernements fédéral et provincial ont lancé conjointement un programme qui vise ultimement à réduire les dommages causés par les inondations. Son but est d'identifier les zones inondables et de décourager tout développement dans les sites sujets à des inondations périodiques. Le programme comporte la cartographie des zones inondables, des systèmes de prévision des crues, un plan d'aménagement du territoire, la construction d'ouvrages de régularisation et l'acquisition de propriétés ou de servitudes afin d'exercer un contrôle sur la mise en valeur des zones inondables.

Effondrement par dissolution

L'effondrement par dissolution constitue un risque potentiel sur les vastes étendues des Prairies dont le sous-sol renferme des évaporites. Le sud de la Saskatchewan, par exemple, comporte quelque 250 000 km^2 de sels dévoniens dont l'épaisseur atteint 200 m (Pearson, 1963). La dissolution de ces couches de sels se poursuit inexorablement depuis qu'elles se sont déposées, ce qui entraîne la formation de structures d'effondrement dans les unités susjacentes (Gendzwill et Hajnal, 1971). Le lac Crater, situé dans le sud-est de la Saskatchewan, est la plus récente des structures d'effondrement connues; elle date peut-être de 13,6 ka (Christiansen, 1971). Le petit nombre des structures d'effondrement actuellement visibles en surface semble indiquer que ces processus ne représentent pas un risque naturel important.

RISQUES DE CATASTROPHES NATURELLES DANS LE CENTRE ET L'EST DU CANADA

J. Locat et J.-Y. Chagnon

La géologie du Quaternaire a les mêmes applications en génie civil, en exploitation minière et en hydrologie dans le centre et l'est du Canada que dans les Prairies. Cependant, les deux régions diffèrent par leur physiographie et par leur évolution quaternaire, surtout dans le cas de la glaciation du Wisconsinien supérieur, et c'est pourquoi les risques de catastrophes naturelles ne sont pas de même nature. Dans la présente section, nous nous proposons de passer en revue les principales catastrophes naturelles liées à la géologie quaternaire de l'Est canadien, en signalant au passage les mesures prises pour minimiser, voire contrer, les danger que posent ces catastrophes.

Une catastrophe naturelle est définie ici comme un événement possible ou une situation géologique imprévue, non voulue et indésirable. En sont donc exclus les problèmes de tassement des fondations, d'élimination des déchets toxiques ou d'approvisionnement en eaux souterraines. Les catastrophes naturelles qui se produisent en Ontario, au Québec et dans les provinces de l'Atlantique sont essentiellement liées à la déformation de la croûte, aux mouvements de masse, aux inondations et à l'érosion. Les processus sous-marins, notamment l'affouillement par les icebergs et l'érosion côtière, sont traités dans le volume 2 de la *Géologie du Canada* (Keen et Williams, 1989).

Événements quaternaires pertinents

De nombreuses catastrophes naturelles sont directement liées à l'histoire géologique quaternaire de l'Est du Canada. Les dépôts du Quaternaire, dont la mise en place a été contrôlée par le relief préglaciaire et les processus glaciaires, contribuent dans une large mesure à déterminer les lieux où plusieurs catastrophes naturelles sont susceptibles de se produire.

À cause de la subsidence de la croûte sous le poids de l'Inlandsis laurentidien, certaines régions, comme la vallée du Saint-Laurent et de la basse vallée des Outaouais, ont été déprimées sous le niveau de la mer de sorte qu'elles ont été submergées dès leur déglaciation. Les barrages formés par le front glaciaire en retrait, conjugés au relèvement différentiel, ont créé plusieurs grands lacs glaciaires (par exemple les lacs Iroquois, Algonquin et Ojibway), dans lesquels des sédiments fins se sont accumulés. La déglaciation a entraîné le relèvement isostatique de la croûte (Quinlan, 1984), mis en évidence par l'émersion tardiglaciaire de la plupart des régions côtières de l'Est du Canada, de la vallée du Saint-Laurent et de la basse vallée des Outaouais. Le relèvement glacio-isostatique des bassins lacustres et marins a ensuite provoqué l'encaissement des cours d'eau dans les sédiments fins, lacustres et marins, donc une situation favorable au déclenchement de glisse-

Locat, J. et Chagnon, J.-Y.
1989: Risques de catastrophes naturelles dans le centre de l'est du Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 12, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

ments de terrain (Locat, 1977). Même là où ces dépôts n'ont pas été entaillés, ils demeurent métastables et posent des problèmes pour la réalisation des fondations d'édifices et des routes (Smalley, 1979; Quigley, 1980; Torrance, 1983; Locat et al., 1984).

Les mouvements verticaux ont entraîné la fracturation de sédiments quaternaires et la réactivation d'anciennes failles verticales (Adams, 1981). Dans certaines régions, notamment dans les basses terres de la baie d'Hudson (Hardy, 1976; Andrews et Peltier, 1989), le relèvement isostatique se poursuit encore de nos jours.

Tableau 12-5. Débit maximal et période récurrence des 15 crues les plus importantes de la rivière Rouge a Winnipeg.

Date du débit maximal	Débit maximal calculé au pont de Redwood (1000 m³/s)		Période de récurrence probable (années)
21 mai 1826	6,37	E	667
21 mai 1852	4,67	E	147
8 mai 1861	3,54	E	45
10 mai 1979	3,00	*	26
19 mai 1950	2,93		23
24 avril 1974	2,93	*	23
14 avril 1966	2,50		14
3 mai 1970	2,26	*	10
3 mai 1882	2,25		10
1 mai 1969	2,17	*	9
22 avril 1916	2,02		8
30 avril 1948	1,95		7
27 avril 1956	1,87		7
24 avril 1904	1,87		6
27 avril 1897	1,83		

E - débit estimé
* débit naturel calculé, en l'absence d'ouvrage de régularisation

Activité tectonique et sismicité

Les séismes sont fréquents dans l'Est canadien (Leblanc, 1981; Basham et Adams, 1984). La documentation historique fait état de tremblements de terre violents dès 1534-1535 (Smith, 1962) et des séismes de magnitude supérieure à 7 sur l'échelle Richter se sont produits périodiquement durant les trois derniers siècles. L'un des exemples bien connus est le séisme qui a secoué les Grand Bancs en 1929 (Basham et Adams, 1982; Keen et al., 1989) et déclenché un énorme glissement de terrain sur le talus continental au large de Terre-Neuve. Le tableau 12-6 présente une liste des séismes récents les plus importants de l'Est du Canada, et la figure 12-15, une carte de la sismicité dans la même région. Des renseignements additionnels sur les zones à forte sismicité que sont les régions du mont Tremblant et de Miramichi sont disponibles dans Horner et al. (1979) et Basham et Adams (1984), respectivement. Ces séismes sont l'expression d'une activité tectonique vraisemblablement liée aux mouvements des plaques lithosphériques et peut-être aussi au soulèvement glacio-isostatique causé par la relaxation de la croûte à la suite de la déglaciation. Ces contraintes semblent se dissiper dans les zones de faiblesse de la croûte. Par exemple, la région de Charlevoix, au Québec, fut le siège d'un impact météoritique il y a 350 Ma (Rondot, 1968; Roy et Duberger, 1983). L'énergie de déformation transmise par cet impact, couplée à la contrainte tectonique régionale,

Tableau 12-6. Principaux séismes de l'Est canadien.

Date	Épicentre	Intensité (échelle Mercali)	Magnitude (échelle Richter)	Remarques
Juin 1638	Vallée du Saint-Laurent	IX		Près de l'embouchure du Saguenay
Février 1663	La Malbaie	X		Le plus important tremblement de terre jamais enregistré au Québec
Septembre 1732	Montréal	VIII	5,6-6,0	Une personne tuée et 300 foyers endommagés ou détruits
Décembre 1791	Baie Saint-Paul	VIII		
Octobre 1860	Rivière-Ouelle	VIII-IX		Les secousses ont été ressenties sur une région de 1,8 x 10^6 km²
Octobre 1870	Baie Saint-Paul	IX		
28 février 1925	La Malbaie	IX		Dommages considérables à Québec, Trois-Rivières et Shawinigan
18 novembre 1929	Grands Bancs de Terre-Neuve		7	
9 janvier 1982	Miramichi		5,7	

résulte en des rapports de contraintes principales in situ supérieurs à 1 $(\sigma h/\sigma v, v<1)$ à maints endroits. Ces contraintes déviatoires peuvent excéder la résistance au cisaillement de la roche et engendrer des fractures de décompression (White et al., 1974; Durand et Ballivy, 1974). Adams (1981) et Chagnon et Locat (1984) ont réalisé des compilations de la sismicité et de la néotectonique dans l'Est canadien; Adams en prépare une nouvelle qui paraîtra dans le volume sur la néotectonique de la série *The Geology of North America*, publiée par la Geological Society of America.

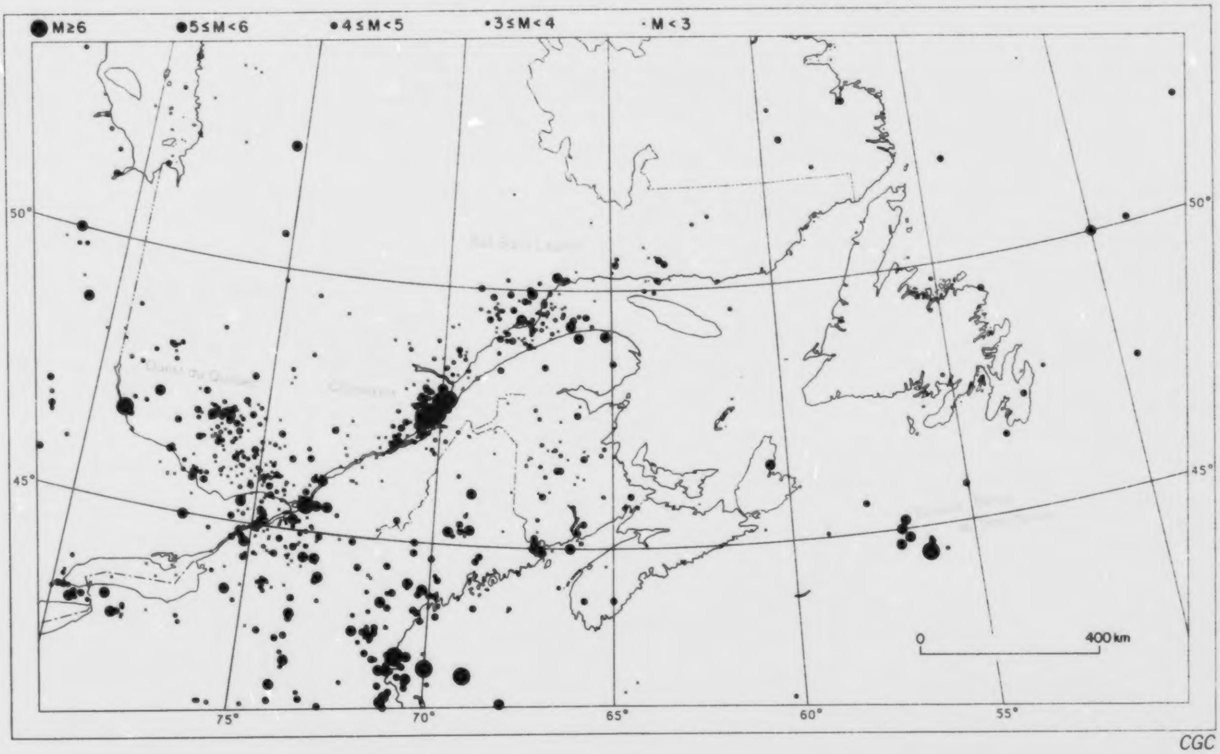
Mouvements de masse

De nombreux glissements de terrain se sont déjà produits, et il s'en produira d'autres, dans les régions de l'Est canadien qui reposent sur des sédiments fins. Les plus récents sont passés en revue au tableau 12-7. Dans de nombreux cas, ces glissements ont fait des victimes. Depuis une vingtaine d'années, d'importantes études ont été entreprises en vue d'en mieux connaître les causes et, dans une certaine mesure, de les prévoir (Chagnon, 1968; Tavenas et al., 1971; Mitchell et Markell, 1974; Quigley, 1980; Lebuis et al., 1983; Locat et al., 1984; Lefebvre, 1984). Les mouvements de masse naturels ne surviennent pas uniquement dans les sédiments quaternaires mais également, par endroits, dans les roches consolidées (Dionne, 1969a).

Glissements de terrain dans les argiles plastiques

Plusieurs types de glissements de terrain se produisent dans les sédiments plastiques (fig. 12-16, 12-17 et 12-18). Selon les propriétés du sol, la stratigraphie du dépôt et la topographie sous-jacente, les ruptures vont d'un simple décrochement à une importante coulée de fluage. La stabilité de la première rupture peut être aisément soumise à des analyses de routine (Lefebvre, 1981), mais il reste encore beaucoup à faire pour être en mesure de prévoir les glissements de terrain dans le temps et dans l'espace (Locat et al., 1984). Des techniques de cartographie des zones sujettes aux glissements de terrain ont été mises au point pour l'Ontario (Klugman et Chung, 1976) et le Québec (Lebuis et al., 1983). Il est également question, dans une autre partie du présent volume, des coulées d'argiles marines (Carson et Bovis, 1989).

Les principaux glissements de terrain de l'Est canadien se produisent dans les argiles dites sensibles, présentes principalement dans la vallée du Saint-Laurent, la basse vallée des Outaouais et les vallées tributaires. Quigley (1980) et Torrance (1983) donnent une description complète du comportement de ces argiles. Torrance (1974), Locat (1982) et Locat et Lefebvre (1986) traitent du rôle des sels et de leur lessivage sur la sensibilité des argiles marines. Les sols les plus sensibles sont les silts argileux



CGC

Figure 12-15. Localisation des épicentres et magnitude des tremblements de terre dans l'Est du Canada et les régions adjacentes des États-Unis. (Source: Division de la géophysique, Commission géologique du Canada)

marins (boues) en bordure du Bouclier canadien. Amenés par les eaux de fusion glaciaire, ces silts se sont déposés dans des eaux saumâtres où les taux de sédimentation étaient très élevés, ce qui explique qu'ils soient fréquemment stratifiés, avec alternance d'horizons de silts sableux et de silts argileux. Cette interstratification, en plus de favoriser la formation de zones de pression interstitielle élevée, facilite les processus de lessivage (Donovan et Lajoie, 1979; Locat, 1982). L'abaissement de la nappe phréatique causé par l'encaissement des cours d'eau consécutif au soulèvement isostatique régional a accentué le lessivage des sels, d'où une diminution importante de la limite de liquidité (ou résistance à l'état remanié). Mitchell et Klugman (1979) ont considéré sous de nombreux aspects l'instabilité de masse dans les argiles sensibles.

Éboulements rocheux et avalanches de pierres

De tous les types de glissements de terrain, les éboulements rocheux et les avalanches de pierres sont de loin les moins fréquents dans l'Est du Canada; ils ne s'en produit guère que dans les régions de fort relief. L'un d'eux est survenu en 1967 près de Saint-Fabien-sur-Mer, environ 200 km en aval de Québec (Dionne, 1969a). Le long des routes de la Gaspésie (A. Drolet, ministère des Transports du Québec, communication personnelle, 1979) et dans certaines parties des provinces Maritimes existent plusieurs petites zones de roches instables. Un autre problème, celui-là plus fréquent et plus sérieux, est posé localement par les avalanches de pierres. Entre 1836 et 1839, ces avalanches on tué plus de 100 personnes au pied du cap Diamant à Québec (Chagnon et al., 1979). Malgré ces événements malheu-

Tableau 12-7. Glissements de terrain majeurs dans l'Est canadien.

Date	Endroit	Superficie ou volume	Nombre de victimes
avril 1840	Maskinongé (Comté de Maskinongé, Qué.)	35 ha	
27 avril 1894	Saint-Alban (Comté dePortneuf, Qué.)	650 ha	4
septembre 1895	Saint-Luc de Vincennes (Comté de Champlain, Qué.)	2 ha	5
mai 1898	Saint-Thuribe, rivière Blanche (Comté de Portneuf, Qué.)	35 ha	1
6 avril 1908	N.-D.-de-la-Salette (Comté de Papineau, Qué.)	40 ha	33
avril 1925	Portneuf (Comté de Portneuf, Qué.)	1 ha	
24 juillet 1935	Saint-Vallier (Comté de Bellechasse, Qué.)	6 ha	
septembre 1938	Sainte-Geneviève-de-Batiscan (Comté de Champlain, Qué.)	6 ha	
18 mai 1945	Saint-Louis (Comté de Richelieu, Qué.)	4,5 ha	
12 novembre 1955	Nicolet (Comté de Nicolet, Qué.)	190×10^3 m^3	3
23 mai 1962	Rivière Toulnustouc (Comté de Saguenay, Qué.)	$3,8 \times 10^6$ m^3	8
10 mai 1963 11 décembre 1963	Saint-Joachim-de-Tourelle (Comté de Rimouski, Qué.)	$6,9 \times 10^3$ m^3	
13 juin 1964	Desbiens (Comté de Lac St-Jean, Qué.)	$24,5 \times 10^3$ m^3	4
15 avril 1969	Louiseville (Comté de Maskinongé, Qué.)	?	
4 mai 1971	Saint-Jean-Vianney (Comté de Chicoutimi, Qué.)	32 ha 76×10^9 m^3	31
12 mai 1972	South Nation River (Ontario)	?	

reux, aucun inventaire n'a encore été fait des éboulements rocheux et des avalanches de pierres dans l'Est du Canada.

Risques d'érosion et d'inondation

Sont comprises ici toutes les catastrophes liées à l'action du vent et de l'eau. Les crues des cours d'eau sont surtout causées par la fonte des neiges au printemps; l'érosion éolienne représente un problème dans certaines régions (aux Îles-de-la-Madeleine, les vents dépassent fréquemment 100 km/h). Le vent peut également provoquer des inondations sur les littoraux lacustres ou marins lorsque le fetch est suffisamment long pour donner naissance à des ondes de tempête. De plus, l'action combinée du vent et de l'eau entraîne l'érosion des côtes par les vagues.

Érosion et sédimentation

L'érosion littorale est un problème fréquent sur les côtes formées de sédiments quaternaires dans tout le système des Grands Lacs et du Saint-Laurent. Elle s'attaque avec une vigueur particulière aux rives du lac Érié (Gélinas, 1974), mais elle constitue un problème constant dans tout le bassin des Grands Lacs (Rukavina, 1976, 1978, 1982). L'encaissement des cours d'eau dans les sédiments fins ainsi que l'affouillement des rives par les vagues et les glaces flottantes sont les principales causes d'instabilité des berges (par exemple, dans le delta du Saint-Laurent près de Sorel) dans les sections les plus larges du Saint-Laurent (Dionne, 1969b, 1970; Troude et al., 1983). Les régions côtières exposées à de forts vents et à des courants de dérive littorale, notamment les Îles-de-la-Madeleine, l'Île-

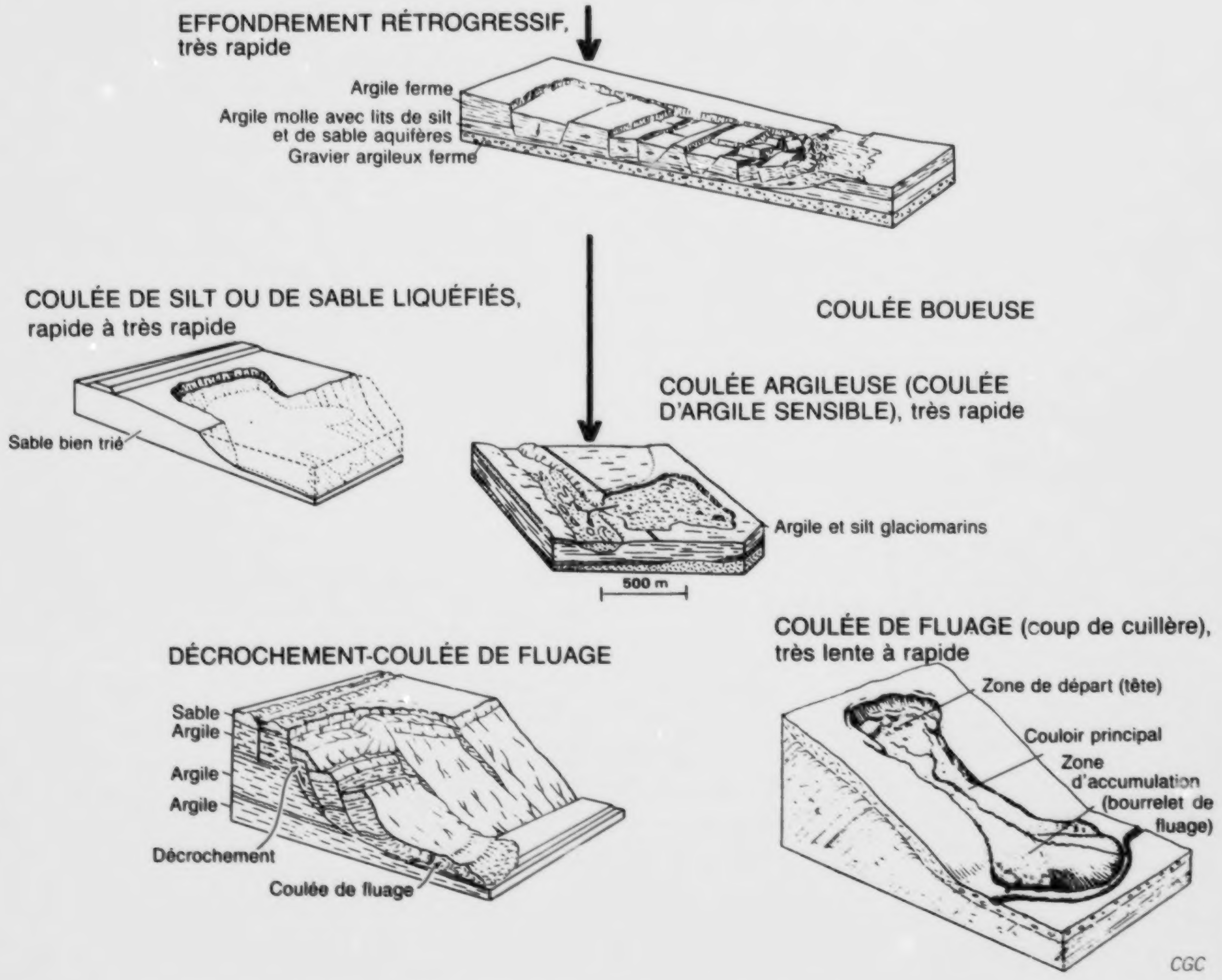


Figure 12-16. Types de glissements de terrain de l'Est du Canada. (Source: Varnes, 1978)

du-Prince-Édouard et certaines parties de la Nouvelle-Écosse, sont sujettes à une érosion vigoureuse et à un recul marqué des côtes (Owens et Drapeau, 1973). Le lecteur trouvera des renseignements additionnels sur l'érosion des littoraux marins et lacustres dans les comptes rendus de trois colloques (Conseil national de recherches du Canada, 1979, 1982; McCann, 1980); cette question est aussi abordée dans le deuxième volume de la *Géologie du Canada* (Keen et Williams, 1989). À quelques endroits, une érosion intense a entraîné une sédimentation rapide dans les secteurs voisins (Greenwood et Davidson-Arnott, 1979; Greenwood et Keay, 1979); par exemple, à Rivière Pentecôte, près de Baie-Comeau, l'érosion des berges de la rivière provoquée par l'action humaine a entraîné l'ensablement de la baie qui servait autrefois de port maritime; le matériel resédimenté est un sable deltaïque meuble qui abonde sur la rive nord de l'estuaire et du golfe du Saint-Laurent (Dredge et Thom, 1976).

Inondations

Les risques d'inondations sont élevés dans les régions de l'Est canadien qui reçoivent périodiquement des pluies torrentielles (parfois associées au passage de tempêtes tropicales en déclin) et qui sont arrosées par d'abondantes précipitations printannières auxquelles la fonte des neiges ajoute un volume d'eau considérable, souvent même avant la débâcle. Les embâcles qui se forment sur le fleuve Saint-Laurent durant la fonte des neiges engendrent fréquemment des inondations, et des problèmes semblables menacent les plaines inondables de nombreux autres cours d'eau. La navigation dans la voie maritime du Saint-Laurent atténue ce problème, car elle oblige à garder un chenal ouvert dans la glace. Il n'y a cependant à peu près aucune mesure corrective dans les autres régions sujettes à ce type d'inondation, si ce n'est de restreindre les aménagements sur les plaines inondables et de dynamiter les embâcles lorsqu'elles surviennent. Dans le sud ontarien, de petits réservoirs ont été construits sur de nombreux cours d'eau; s'ils réussissent généralement à contenir les crues habituelles, ces réservoirs s'avèrent inefficaces dans le cas de grandes crues causées par des tempêtes catastrophiques, comme celle qui a provoqué l'inondation de Holland Marsh au nord de Toronto en octobre 1954, faisant 78 victimes.

Karst

Plusieurs régions de l'Est canadien reposent sur des calcaires et d'autres, sur des évaporites dans lesquelles peuvent se produire ou se sont déjà produits des phénomènes de dissolution (Roberge, 1977). Des formes karstiques sont bien connues aux Îles-de-la-Madeleine et dans certaines parties de la Nouvelle-Écosse et de Terre-Neuve. Les cavités karstiques souterraines, difficiles à localiser, représentent un problème pour la construction urbaine et routière. Dans la seule région de Québec, notamment près de Boischatel, des passages souterrains s'étendent sur plusieurs kilomètres (Société québécoise de spéléologie, 1980). Aux Îles-de-la-Madeleine, la dissolution du gypse se traduit en surface par des cuvettes karstiques ou dolines. Des cavernes existent également dans certaines parties de l'Ontario (Cowell et Ford, 1980). Si les phénomènes karstiques posent des problèmes d'ingénierie par endroits, aucun effondrement

Figure 12-17. Glissement de terrain survenu à la rivière South Nation le 12 mai 1972. Photo: C. Malcolm Photography, Cornwall.

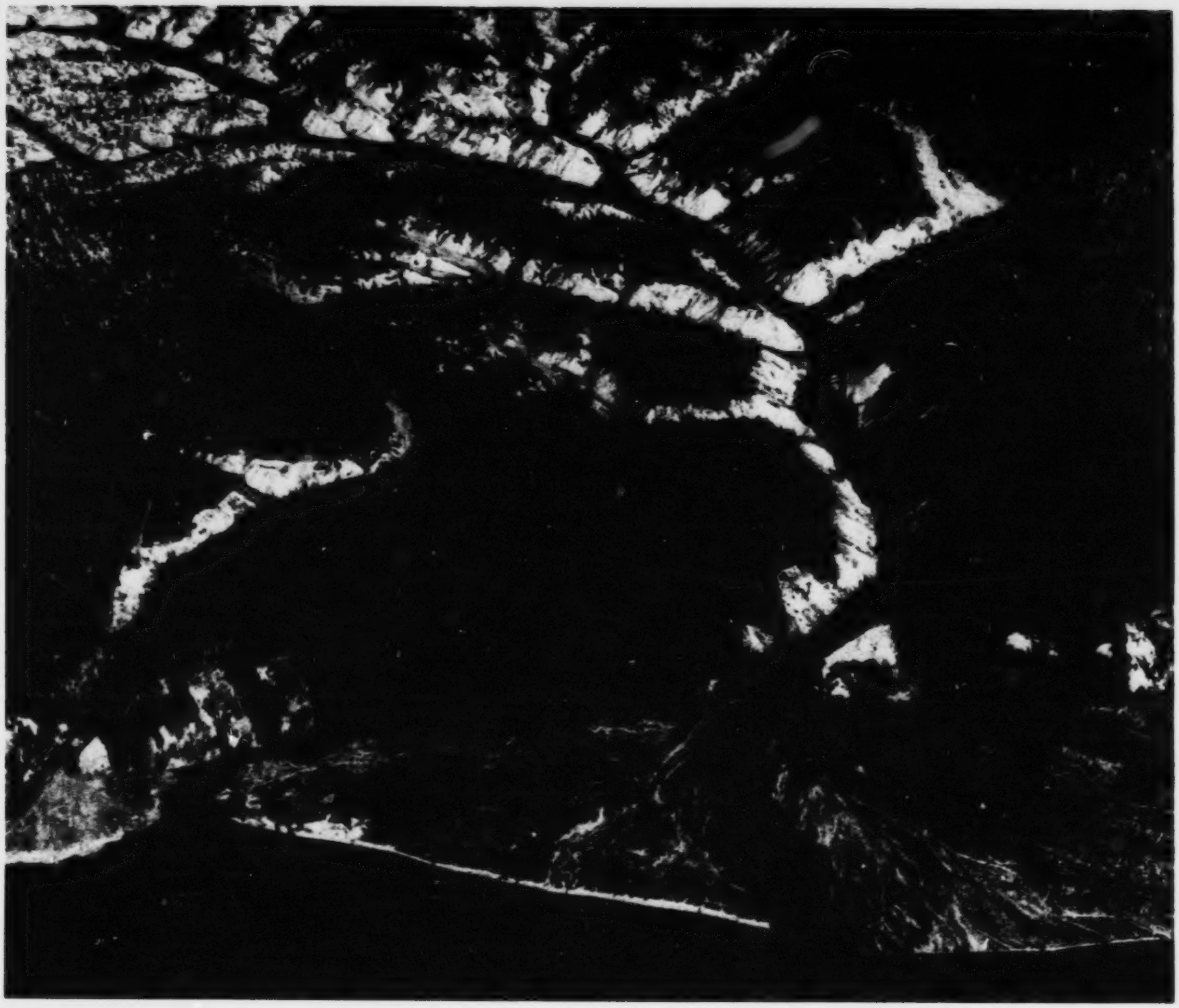


Figure 12-18. Coulée de sable liquéfié sur la berge de la rivière Moisie (Dredge et Thom, 1976). Gracieuseté de la Compagnie minière IOC.

n'a été constaté jusqu'ici et il semble que les processus karstiques n'entraînent pas de risques de catastrophes significatives.

GÉOLOGIE DU QUATERNAIRE ET URBANISME AU CANADA

O.L. White

Dans la plupart des villes canadiennes, la nature et la distribution des dépôts quaternaires, les modelés résultant de l'érosion fluviale et des glaciations quaternaires, la nature

White, O.L.
1989: Géologie du Quaternaire et urbanisme au Canada. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 12, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

et la distribution des processus actuels sont autant de facteurs à considérer dans le choix des tracés de routes, dans les plans de zonage, dans la conception des ouvrages et dans l'établissement des coûts de construction. Par conséquent, l'efficacité et la réussite des aménagements urbains nécessite une connaissance approfondie de la géologie du Quaternaire. Des données géologiques sont disponibles pour la plupart des zones urbaines du Canada même si, dans certains cas, elles semblent insuffisantes. Les rapports et cartes géologiques existant pour la plupart des villes sont des documents de base à partir desquels peuvent être réalisées les études nécessaires à la planification et au développement régional. Cependant, les données sont souvent insuffisamment détaillées, ou encore elles se présentent sous une forme ou dans un langage qui rebute les planificateurs et aménagistes.

L'importance des données sur la géologie du Quaternaire dans le cadre du processus de planification se démon-

tre aisément par les conséquences qu'amène leur ignorance. Il existe près de Kitchener, en Ontario, un terrain bosselé dont on a rasé les monticules et remblayé les creux en prévision du développement urbain. Sur la surface légèrement valonnée ainsi obtenue, un quartier résidentiel fut aménagé sans souci apparent de la variabilité des matériaux sous-jacents et ce, malgré que des cartes géologiques et des photos aériennes étaient disponibles. Certaines habitations unifamiliales et multifamiliales ont été construites sur des kettles au fond desquels s'étaient accumulés d'épais dépôts organiques et que l'on avait ensuite comblés d'un mètre ou deux de remblai. De graves problèmes de tassement différentiel sont apparus sur au moins cinq lots; un petit immeuble multifamilial et une résidence unifamiliale ont dû être réparés par reprise en sous-œuvre; deux résidences unifamiliales ont nécessité d'importants travaux de réfection, et une maison a finalement dû être démolie. Le constructeur, l'ingénieur-conseil, le créancier hypothécaire et la ville ayant nié toute responsabilité, les coûts des réparations et autres pertes ont dû être assumés par les propriétaires (Jankowski et McCarthy, 1974a,b).

Les auteurs passent ici en revue les données disponibles sur la géologie quaternaire en milieu urbain au Canada et, à l'aide d'exemples, montrent comment cette information géologique est mise à profit dans le cadre de la planification urbaine au Canada.

Données sur la géologie du Quaternaire

Les cartes de la géologie des formations en surface, qui illustrent la nature et la distribution des unités géologiques du Quaternaire, constituent la principale source de données sur la géologie du Quaternaire. Tout spécialiste averti peut utiliser ces cartes et les rapports qui les accompagnent pour déterminer la distribution des divers types de matériaux en surface et dans une certaine mesure, pour prédire la profondeur du substratum rocheux et la séquence des unités quaternaires en subsurface. Il reste cependant que, pour la plupart des régions urbaines du Canada, ces cartes et rapports n'ont pas été conçus à l'usage du promoteur ou de l'urbaniste. Ceux-ci doivent donc avoir de bonnes connaissances pratiques en géologie du Quaternaire pour en tirer tous les avantages possibles.

Cartes de la géologie du Quaternaire dans les régions urbaines du Canada

Il existe, pour la région de Vancouver, des cartes de la géologie quaternaire de base (échelle de 1/50 000) (Armstrong, 1980a,b, 1984; Armstrong et Hicock, 1980a,b), de même qu'un rapport descriptif où la géologie du Quaternaire est aussi considérée sous les aspects des travaux de construction et des risques de catastrophes naturelles. Un des objectifs spécifiques d'Armstrong (1984) est d'encourager les ingénieurs, les architectes, les aménagistes, les entrepreneurs et le public à utiliser mieux et plus souvent l'information géologique. Pour atteindre son but, il évite le jargon géologique dans la mesure du possible, décrivant les unités d'après leurs propriétés géotechniques et précisant la nature des unités et des conditions existant en subsurface.

Un certain nombre de cartes et de rapports sont disponibles pour la région de Toronto. L'un des premiers rapports avec cartes portant sur la géologie quaternaire régionale est celui de Coleman (1932). En 1980, la Commission géologique de l'Ontario a publié une carte de compilation à l'échelle de 1/100 000, véritable synthèse des diverses cartes déjà disponibles pour la région de Toronto, augmentée de données stratigraphiques obtenues sur des coupes transversales nord-sud et est-ouest le long des tunnels du métro de Toronto (Sharpe, 1980). La carte est accompagnée d'une brève description de la géologie quaternaire régionale et d'une imposante bibliographie sur la géologie locale. Bien que l'on ait songé au non-géologue en dressant cette carte, et malgré le passage que White (1982) consacre aux incidences des données géologiques sur la construction souterraine à Toronto, il n'existe pas à proprement parler de documents sur la géologie de la région torontoise qui soient destinés aux ingénieurs ou aménagistes.

La Commission géologique du Canada a publié une carte des dépôts en surface (échelle de 1/50 000) sur l'île de Montréal, accompagnée de graphiques et de cartes illustrant les propriétés géotechniques des unités géologiques et l'épaisseur des dépôts meubles (Prest et Hode-Keyser, 1977). Ces cartes sont le fruit d'importants travaux en laboratoire et sur le terrain réalisés conjointement par la ville de Montréal et le gouvernement fédéral; ces cartes et rapports fournissent un excellent cadre géologique aux fins de planification et d'aménagement urbain.

À défaut de cartes détaillées (1/50 000) de la géologie des formations en surface, il existe, pour plusieurs régions urbaines, des cartes régionales (par ex. Chapman et Putnam, 1966, échelle de 1/250 000) qui donnent des indications utiles sur les dépôts quaternaires, ou encore des cartes et rapports d'évaluation des terrains préparés à l'intention des aménagistes et autres non-géologues, et accompagnés de guides d'utilisation (par ex. Gartner et al., 1981, pour l'Ontario; Ryder et Howes, 1984, pour la Colombie-Britannique).

Cartes pédologiques

Les cartes pédologiques fournissent des données fort utiles pour la planification et le développement urbain. Dans plusieurs régions du Canada, il existait des cartes et rapports pédologiques longtemps avant que des cartes de la géologie du Quaternaire ne soient disponibles. C'est dans ces documents que, dans bien des cas, les aménagistes allaient puiser des renseignements sur les matériaux en surface.

C'est précisément ce que firent les services d'urbanisme de la ville d'Edmonton en 1967, en vue de l'annexion d'un territoire avoisinant. Même s'il existait une carte de la géologie des formations superficielles publiée en 1962 (Bayrock et Hugues, 1962), les aménagistes ont préféré se servir du rapport pédologique de Bowser et al. (1962). Pourquoi avoir utilisé une carte pédologique à 1/126 720 plutôt qu'une carte des formations en surface à 1/63 360? Peut-être était-il plus facile aux aménagistes de transformer des unités pédologiques que des unités géologiques en unités de matériaux superficiels avec lesquelles ils étaient plus familiers. Peut-être aussi, ces aménagistes ont-il préféré travailler avec une carte polychrome alors que la carte géologique était monochrome. Quoiqu'il en soit, c'est le genre de questions auxquelles il faudra répondre si l'on veut inciter les urbanistes à faire plus grand usage de cartes géologiques des formations quaternaires.

Dossiers et collections de cartes

Des dossiers et des collections de cartes ont été établis pour certaines régions urbaines, précisément à l'intention des urbanistes. Ces documents ne sauraient en aucun cas remplacer les études détaillées sur les sites à aménager, mais ils peuvent certainement orienter le développement régional et servir à planifier les études détaillées de sites. De tels documents existent pour les villes de Saskatoon, Edmonton, Winnipeg et Ottawa.

Le dossier de Saskatoon comporte non seulement des cartes, des coupes transversales et des commentaires sur la géologie du Quaternaire et les sols, mais également de l'information sur le substratum rocheux et le climat (Christiansen, 1970b). Ce dossier a été préparé à titre de document de base définissant le cadre physique de la région en vue d'améliorer l'efficacité de la planification et de l'aménagement de la ville. La géologie des formations en surface y est représentée à une échelle régionale (1/250 000) et, pour le noyau urbain, à une échelle plus détaillée (1/63 360). Les propriétés physiques des matériaux souterrains sont décrites et mises en relation avec les problèmes de stabilité des pentes et les ressources en eaux souterraines et en granulats enfouis. L'excellent dossier de Saskatoon n'a malheureusement pas d'équivalent ailleurs au Canada.

Le dossier d'Edmonton comporte un rapport accompagné de 22 cartes et graphiques, dans lequel sont décrits la géologie du Quaternaire, la géologie du substratum rocheux, le climat, les eaux souterraines et les dépôts de sables et de graviers (Kathol et McPherson, 1975). Certains aspects de l'aménagement de l'espace urbain y sont considérés: conditions générales de construction, sites d'enfouissement des déchets solides, stabilité des pentes et construction d'égouts à grande profondeur.

Le dossier de Winnipeg (Kjartanson, 1983) se compare à celui d'Edmonton; les données souterraines proviennent en grande partie de forages géotechniques et de puits d'eau. Davantage géotechnique que géologique, par rapport à ceux d'Edmonton et de la Saskatchewan, ce dossier convient donc mieux aux ingénieurs qu'aux aménagistes. Il n'en demeure pas moins que ce document, tout comme les autres, présente les matériaux en surface dans un langage et sous une forme facilement accessibles aux aménagistes et aux autres non-géologues aux fins de planification régionale et d'urbanisme.

Le dossier d'information géoscientifique constitué pour la région d'Ottawa se veut un modèle du type d'information qui devrait être disponible dans les régions urbaines (Bélanger et Harrison, 1980). Cette publication de la Commission géologique du Canada a été réalisée dans la foulée d'un projet visant à mettre sur pied des banques informatisées de données géologiques dans plusieurs villes canadiennes (Scott, 1973). Ce rapport comprend des cartes illustrant la distribution des matériaux superficiels, la profondeur du substratum rocheux et l'épaisseur des dépôts meubles; le rapport comprend aussi une description générale des aspects et des matériaux géologiques les plus importants, ainsi qu'un aperçu des méthodes de présentation des données. Bien qu'on y traite de certains aspects des matériaux jugés importants en vue de l'aménagement et de l'utilisation de l'espace urbain, ce rapport ne présente ni cartes d'évaluation des potentiels aux fins d'aménagement, ni données géotechniques détaillées.

Applications de la géologie du Quaternaire en urbanisme

L'attention plus grande accordée au processus de la planification urbaine depuis les deux ou trois dernières décennies et le perfectionnement des techniques d'aménagement ont entraîné une augmentation marquée de l'utilisation des données géologiques. Cette tendance est en grande partie attribuable à R.F. Legget d'Ottawa, qui a fait valoir sans relâche l'importance de la géologie autant au stade de la planification urbaine qu'à ceux de la conception et de la construction. Il existe nombre d'exemples de municipalités et de promoteurs immobiliers se servant des données géologiques disponibles, ou en obtenant d'autres dictées par leurs besoins. Depuis quelques années, les données de la géologie du Quaternaire sont de plus en plus utilisées pour assurer la protection des ressources minérales non renouvelables, telles les sables et graviers, délimiter les sources probables d'eaux souterraines, identifier les régions sujettes à des catastrophes naturelles et comprendre les origines et les caractéristiques du cadre géologique des régions urbaines.

Données géologiques

Un excellent exemple de l'acquisition et de l'utilisation de données géologiques à des fins de planification urbaine nous est fourni par la municipalité régionale de Peel, située juste à l'ouest de la Communauté urbaine de Toronto. En 1975, l'administration régionale a publié les résultats d'un levé du cadre physique (Regional Municipality of Peel, 1975) en partie en vue d'évaluer les effets de l'urbanisation rapide de la région, et en partie afin de déterminer les priorités d'utilisation des ressources naturelles. Ce rapport, établi par les spécialistes du personnel régional avec l'aide de consultants, porte essentiellement sur la géologie des formations en surface et du substratum rocheux, les sols et les eaux souterraines. Le rapport délimite les régions reposant sur des sables et des graviers ou sur un substratum rocheux présentant un certain potentiel d'utilisation; il délimite aussi les plaines inondables, les zones mal drainées et les zones réclamant une attention particulière en raison de problèmes d'érosion ou de stabilité des pentes. Bien que le schéma d'aménagement officiel n'ait pas encore été publié, le levé physique a fourni au fil des ans des renseignements de base de nature à faciliter 1) la préparation des schémas officiels pour les trois municipalités constituantes; 2) l'étude de certains sites en développement et d'autres zones à vocation spéciale et 3) l'identification des régions pour lesquelles les données de base doivent être complétées d'études plus détaillées.

Les données géologiques sont essentielles à la planification de l'utilisation des dépôts de sables et graviers. Des inventaires de ces ressources ont été dressés en Alberta (Edwards et Hudson, 1983), à Terre-Neuve (Vanderveer, 1983) et en Ontario (Scott, 1982). Dans tous les cas, l'objectif est le même: déterminer l'emplacement, la qualité et le volume des dépôts de sables et graviers et favoriser la gestion rationnelle de ces ressources. Ces inventaires s'avèrent particulièrement utiles dans les régions affectées ou menacées par une pénurie de matériaux de bonne qualité, et dans celles où la croissance urbaine compromet l'exploitation d'un gisement de granulats. En Ontario, les agences provinciales s'occupent de fournir l'information géologique nécessaire, mais ce sont les schémas officiels d'aména-

gement des municipalités qui doivent prévoir la protection des ressources granulaires sur leur territoire et « prévoir des mécanismes clairs et raisonnables permettant l'établissement ou l'expansion des gravières et carrières. » (Gouvernement de l'Ontario, 1986).

Données hydrogéologiques

Les données hydrogéologiques revêtent une importance particulière dans les régions urbaines dont l'approvisionnement en eau est assuré par les eaux souterraines. Dans ces régions, le schéma d'écoulement des eaux souterraines doit être connu en détail et une surveillance doit être exercée sur toutes les activités qui se déroulent dans les zones d'alimentation des aquifères et nappes phréatiques. Des efforts ont été faits en ce sens, notamment à Guelph et dans la municipalité régionale de Waterloo, en Ontario.

À Guelph, les meilleurs puits d'eau potable de la ville sont situés à Arkell dans une plaine d'épandage fluvioglaciaire située devant la Moraine de Paris (Hore, 1975). La ville possède 405 ha au voisinage des puits et de la zone d'alimentation, mais cette zone est située en majeure partie dans une autre municipalité, le canton rural de Puslinch. Faisant face à la possibilité qu'une partie de la zone d'alimentation soit vendue pour l'exploitation de carrières de sables et graviers, la ville de Guelph s'est portée acquéreur du terrain.

La municipalité régionale de Waterloo approvisionne en eaux souterraines les communautés urbaines de Kitchener, Waterloo et Cambridge. Aucune mesure particulière n'est prise pour protéger les zones d'alimentation, puisqu'elles sont généralement situées dans les secteurs ruraux de la municipalité et ne sont pas affectées par les pressions du développement urbain. La ville s'est récemment portée acquéreur d'une gravière épuisée, afin de protéger l'alimentation de la nappe souterraine; cependant, d'autres gravières en exploitation sont situées à proximité et devront être soumises à une surveillance étroite pour éviter qu'elles n'affectent la zone d'alimentation nouvellement aménagée dans la gravière.

Afin de mettre les ressources en eaux souterraines à l'abri de la pollution industrielle et des déchets, il est également nécessaire de puiser abondamment dans l'information géologique aux étapes de la planification et de la réglementation. Gartner (1984) explique le rôle des données géologiques et hydrogéologiques dans la planification et la sélection du site d'une installation de traitement de déchets toxiques qui sera exploitée par la *Ontario Waste Management Corporation*. D'autres facteurs ont été pris en considération, notamment le transport, l'agriculture, le climat local et le contexte socio-économique, mais la géologie et l'hydrogéologie ont été considérées au premier chef à toutes les étapes du processus de sélection, depuis l'examen préliminaire de 130 000 km^2 de territoire jusqu'à la sélection et à l'étude détaillée des huit sites offrant le meilleur potentiel (*Ontario Waste Management Corporation*, 1985).

Données hydrologiques

Les plaines inondables posent un problème particulièrement épineux aux aménagistes et aux promoteurs immobiliers. Non seulement ces secteurs sont-ils soumis à des inondations périodiques mais, à cause des migrations du lit fluvial et de l'érosion des berges, il faut aussi prévoir des mesures de protection et d'intervention qui exigent une compréhension approfondie des processus fluviatiles. Il est arrivé souvent, partout dans le monde, que des travaux de construction exécutés sur des plaines inondables aient eu des conséquences néfastes. À l'époque où ces impairs ont été commis, on n'avait pas encore pris conscience de l'importance d'une bonne connaissance des processus géologiques et hydrologiques, et la planification urbaine était à toute fin pratique inexistante. Aujourd'hui, plusieurs organismes tiennent à jour des données sur la fréquence des crues, leurs débits et leurs charges sédimentaires. Les processus fluviatiles locaux ont été étudiés et modélisés, et la construction sur les plaines inondables est bien planifiée, contrôlée et, au besoin, protégée par des ouvrages adéquats (par exemple, le canal de dérivation de la rivière Rouge dont parle l'auteur plus haut).

Réglementation relative aux risques de catastrophes naturelles et planification urbaine

L'intégration des données géologiques aux processus de planification et de réglementation se fait couramment dans les cas de versants instables (voir, par exemple, dans le présent chapitre, le texte de Gardner et Evans sur les risques de catastrophes naturelles dans la Cordillère canadienne). Afin de minimiser les blessures, les pertes de vies et les dommages matériels pouvant être causés par les ruptures de versants, qu'elles soient dues à des causes naturelles (séismes ou érosion fluviatile) ou anthropiques (excavation de la base d'un versant ou déversement de matériaux de remblai sur le rebord ou sur le flanc d'un versant), on réglemente généralement les activités d'aménagement dans les régions réputées dangereuses.

Les lois pourvoyant au problème de la stabilité des pentes en région urbaine varient d'une province à l'autre. Actuellement au Québec, ce sont les municipalités régionales de comté qui doivent délimiter les zones à versants instables, en tenir compte dans leur schéma d'aménagement et faire dresser un rapport géotechnique avant l'émission de tout permis de construction dans une région désignée instable.

L'Ontario n'a pas encore adopté de loi à ce sujet, mais des discussions sont en cours en vue d'une réglementation qui inclurait, dans le processus de planification, tous les territoires présentant des risques de catastrophes naturelles, excepté les inondations (Ontario, Interministerial Working Group, 1983). Un exemple de classification des versants de vallée qui pourrait être incorporée dans l'éventuelle réglementation est présenté par Klugman et Chung (1976) et Poschmann et al. (1983). Cette classification à six catégories s'applique essentiellement aux zones d'argiles sensibles.

La Colombie-Britannique n'a pas de législation générale régissant l'utilisation des terres présentant des risques de catastrophes. Le ministère provincial des Transports et des Routes est cependant responsable de l'approbation des lotissements à l'extérieur des territoires juridiquement constitués. Dès que le ministère entrevoit des problèmes dans une région convoitée par des promoteurs, il se charge d'effectuer les études requises et il peut interdire toute construction dans les zones jugées dangereuses. C'est d'ailleurs ce qui a été fait près de Penticton dans une région qui repose sur un silt épais sujet au renard (Miller et Nyland, 1981).

Conclusion

Si la géologie du Quaternaire revêt une telle importance dans le processus de planification urbaine, alors pourquoi les communautés urbaines ne sont-elles pas toutes dotées d'un programme de géologie urbaine? Il y a trois réponses probables à cette question:

1. Méthodologie. En géologie urbaine, la méthodologie a été mise au point dans le cadre de plusieurs projets expérimentaux qui ont eu du succès. Cependant, aucun organisme décisionnel ne s'est chargé de structurer l'enregistrement et la présentation des données. Ainsi, il n'existe pas de systèmes de données en géologie urbaine auxquels pourrait adhérer une communauté souhaitant mettre sur pied un programme de géologie urbaine.
2. Palier d'intervention et ressources. C'est l'administration locale qui, de toute évidence, est responsable de la planification urbaine; malheureusement, celle-ci ne dispose généralement ni de la compétence ni de l'argent nécessaires pour entreprendre et réaliser un programme de géologie urbaine.
3. Volonté d'agir. La volonté politique de participer à des programmes de géologie urbaine fait défaut. En effet, les études qui ne servent pas à résoudre des problèmes immédiats ou qui ne rapportent pas des bénifices immédiats sont difficiles à faire accepter par nos hommes politiques. Par conséquent, les administrations locales n'ont pas tendance à promouvoir la mise en œuvre de programmes de géologie urbaine.

Comme, à toutes fins utiles, il n'existe pas de bases de données satisfaisantes en géologie urbaine, la géologie est souvent intégrée de façon malhabile au processus de planification urbaine; il en résulte souvent des erreurs coûteuses. Si l'on veut promouvoir un meilleur usage des données géologiques en planification urbaine, les rapports et cartes géologiques doivent être rédigés dans un langage et sous une forme facilement compris des ingénieurs et des planificateurs. Il faudrait aussi souligner par la voie des médias, la pertinence des solutions que la géologie peut apporter aux problèmes de planification urbaine; des cours de géologie devraient être rendus obligatoires pour les étudiants en génie, en urbanisme et en aménagement régional.

REMERCIEMENTS

La section intitulée « Géologie de l'ingénieur et aménagement du territoire dans la région des Prairies canadiennes » est le fruit de plusieurs contributions provenant de l'Alberta, de la Saskatchewan et du Manitoba. L'auteur, qui n'a fait que colliger le matériel reçu, remercie les personnes dont les noms apparaissent ci-dessous d'avoir généreusement accepté de partager leurs connaissances sur la géologie du Quaternaire et son importance en utilisation du sol et en aménagement du territoire. Néanmoins, il porte seul la responsabilité des omissions ou erreurs dont le texte pourrait être entaché.

De l'Alberta: M.M. Fenton, L.D. Andriashek et S.R. Moran (Conseil de recherches de l'Alberta). De la Saskatchewan: E.A. Christiansen (E.A. Christiansen Consulting Ltd., Saskatoon), J.L. Henry (Université de la Saskatchewan), H. Maathuis, B.T. Schreiner (Conseil de recherches de la Saskatchewan), E.K. Sauer (Université de la Saskatchewan). Du Manitoba: C. Jones, E. Nielsen et B. Bailey (ministère de l'Énergie et des Mines du Manitoba).

La section intitulée « Géologie du Quaternaire et urbanisme au Canada » a pu être rédigée grâce aux renseignements obtenus au fil de nombreuses conversations et discussions avec des collègues de tout le pays et de tous les secteurs de la collectivité. L'auteur remercie chacun d'entre eux. Il assume la responsabilité du contenu du texte. Il remercie le directeur de la Commission géologique de l'Ontario, ministère du Développement du Nord et des Mines, d'en avoir autorisé la publication.

Le présent chapitre a été relu par les personnes suivantes: W.H. Nasmith (Victoria), J.S. Scott, B.R. Pelletier (Commission géologique du Canada), W.H. Mathews (Université de la Colombie-Britannique); J.B. Bird (Université McGill). Leurs commentaires pertinents ont été vivement appréciés.

BIBLIOGRAPHIE

Abele, G.
1974: Bergsturze in den Alpen; Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, no. 25, 230 p.

Adams, J.
1981: Postglacial faulting: a literature survey of occurrences in eastern Canada and comparable glaciated areas; Atomic Energy of Canada Limited, Ontario, Technical Report 142, 63 p.

Andrews, J.T. and Peltier, W.R.
1989: Quaternary geodynamics in Canada; Chapter 8 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Andriashek, L.D.
1985a: Quaternary stratigraphy Sand River area; unpublished MSc thesis, Department of Geology, University of Alberta, Edmonton, 368 p.
1985b: Quaternary stratigraphy and surficial geology, Sand River area (73 L); Alberta Research Council, OF 1979-6, Fig. 9-10, EM-181, EM-183, scale 1:200 000.

Andriashek, L.D. and Fenton, M.M.
1983: Drift thickness map and buried valley cross-sections; Alberta Geological Survey, Alberta Research Council, Map.

Armstrong, J.E.
1980a: Surficial geology, Mission, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 1485A, scale 1:50 000.
1980b: Surficial geology, Chilliwack, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 1487A, scale 1:50 000.
1984: Environmental and engineering applications of the surficial geology of the Fraser Lowland, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 83-23, 54 p.

Armstrong, J.E. and Hicock, S.R.
1980a: Surficial geology, New Westminister, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 1484A, scale 1:50 000.
1980b: Surficial geology, Vancouver, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 1486A, scale 1:50 000.

Atwater, M.
1968: The Avalanche Hunters; Macrae Smith, Philadelphia, 235 p.

Babcock, E.A., Fenton, M.M., and Andriashek, L.D.
1978: Shear phenomena in ice-thrust gravels, central Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 277-283.

Basham, P.W. and Adams, J.
1982: Earthquake hazards to offshore development on the Eastern Canadian Continental Shelves; in Proceedings of the 2nd Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, Halifax, Nova Scotia, p. 1-5.
1984: The Miramichi New Brunswick earthquakes: near surface thrust faulting in the Northern Appalachians; Geoscience Canada, v. 11, p. 115-121.

Basham, P.W., Weichart, D.H., and Berry, M.J.
1979: Regional assessment of seismic risk in Eastern Canada; Seismological Society of America, Bulletin, v. 69, p. 1567-1602.

Bayrock, L.A. and Hughes, G.M.
1962: Surficial geology of the Edmonton District, Alberta; Research Council of Alberta, Preliminary Report 62-6, 40 p.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Bélanger, J.R. and Harrison, J.E.
1980: Regional geoscience information: Ottawa-Hull; Geological Survey of Canada, Paper 77-11, 18 p.
Berger, T.B.
1973: Reasons for the judgement of the Honorable Mr. Justice Berger; Supreme Court of British Columbia, report.
Blown, I. and Church, M.
1985: Catastrophic lake drainage within the Homathko River basin, British Columbia; Canadian Geotechnical Journal, v. 22, p. 551-563.
Borgman, L.E.
1963: Risk criteria; Journal of the Waterways and Harbors Division, American Society of Civil Engineers, v. 89, p. 1-35.
Bowser, W.E., Kjearsgaard, A.A., Peters, T.W., and Wells, R.E.
1962: Soil survey of Edmonton sheet (83 H); Alberta Soil Survey, Report 21, 66 p.
Byers, A.R.
1959: Deformation of the Whitemud and Eastend Formations near Claybank, Saskatchewan; Royal Society of Canada, Transactions, v. 53, p. 1-11.
Carson, M.A. and Bovis, M.J.
1989: Slope processes; in Chapter 9 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Chagnon, J-Y.
1968: Les coulées d'argile dans la province de Québec; Naturaliste Canadien, vol. 95, p. 1327-1343.
Chagnon, J-Y. et Locat, J.
1984: Étude sur les déformations intraformationnelles dans les sédiments récents (Quaternaire); critères de définition des structures produites par la séismicité; Rapport soumis à la Commission de Contrôle de l'Énergie Atomique du Canada, Ottawa, Rapport GLG-84-40, 168 p.
Chagnon, J-Y., Lebuis, J., Allard, D., and Robert, J.-M.
1979: Sensitive clays, unstable slopes, corrective works and slide in the Québec and Shawinigan area; Geological Association of Canada, Field Trip Guides, B-11, Laval University, Québec, 38 p.
Chapman, L.J. and Putnam, D.F.
1966: The Physiography of Southern Ontario; University of Toronto Press, Toronto, 2nd edition, 386 p.; includes 4 maps, scale 1:250 000.
Chaudhry, M.H., Mercer, A.G., and Cass, D.
1983: Modeling of slide-generated waves in a reservoir; Journal of Hydraulic Engineering, v. 109, p. 1505-1520.
Christiansen, E.A.
1968: Pleistocene stratigraphy of the Saskatoon area, Saskatchewan, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 1167-1173.
1970a: Geology and groundwater resources of the Wynyard area (72 P), Saskatchewan; Saskatchewan Research Council, Map No. 10.
1970b: Physical environment of Saskatoon, Canada; Saskatchewan Research Council and National Research Council of Canada, Ottawa, 68 p.
1971: Geology of the Crater Lake collapse structure in southeastern Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1505-1513.
1983: The Denholm Landslide, Saskatchewan, Part I: Geology; Canadian Geotechnical Journal, v. 20, p. 197-207.
Christiansen, E.A. and Whitaker, S.H.
1976: Glacial thrusting of drift and bedrock: in Glacial Till; An Interdisciplinary Study, R.F. Legget (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication, no. 12, p. 121-130.
Clague, J.J.
1978: Terrain hazards in the Skeena and Kitimat River basins, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 183-188.
Clague, J.J. and Souther, J.G.
1982: The Dusty Creek landslide on Mount Cayley, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 524-539.
Clague, J.J., Evans, S.G., and Blown, I.G.
1985: A debris flow triggered by the breaching of a moraine-dammed lake, Klattasine Creek, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1492-1502.
Coleman, A.P.
1932: The Pleistocene of the Toronto Region; Ontario Department of Mines, Annual Report 41, Part 7, 69 p.
Cowell, D.W. and Ford, D.C.
1980: Hydrochemistry of a dolomite karst: the Bruce Peninsula of Ontario; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 520-526.
Cruden, D.M.
1982: The Brazeau Lake Slide, Jasper National Park, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 975-981.
1985: Rock slope movements in the Canadian Cordillera; Canadian Geotechnical Journal, v. 22, p. 528-540.
Cruden, D.M. and Krahn, J.
1973: A re-examination of the geology of the Frank Slide; Canadian Geotechnical Journal, v. 10, p. 581-591.
Deslodges, J.R. and Gardner, J.S.
1984: Process discharge estimation in ephemeral channels, Canadian Rocky Mountains; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1050-1060.
Dionne, J-C.
1969a: Note sur un éboulement à St-Fabien-sur-Mer, Côte sud du St-Laurent; Revue de Géographie de Montréal, vol. 23, p. 55-64.
1969b: Érosion glacielle littorale, estuaire du Saint-Laurent; Revue de Géographie de Montréal, vol. 23, p. 5-20.
1970: Aspects morpho-sédimentologiques du glaciel, en particulier des côtes du St-Laurent; Québec, Laboratoire de Recherche Forestière, Rapport d'Information Q-F-X-9, 324 p.
Donovan, J.J. and Lajoie, G.
1979: Geochemical implications of diagenetic iron sulfide formation in Champlain Sea sediments; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 575-584.
Dredge, L. and Thom, B.G.
1976: Development of gully-flow near Sept-Îles, Québec; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1145-1151.
Durand, J. et Ballivy, G.
1974: Particularités rencontrées dans la région de Montréal résultant de l'arrachement d'écailles de roc par la glaciation; Canadian Geotechnical Journal, vol. 11, p. 302-306.
Edwards, W.A.D.
1989: Aggregate and nonmetallic Quaternary mineral resources; in Chapter 11 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
Edwards, W.A.D. and Hudson, R.B.
1983: Setting the scene for aggregate resources management in Alberta; in Proceedings, 19th Forum on the Geology of Industrial Minerals, Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 114, p. 136-143.
Eisbacher, G.H.
1979: First-order regionalization of landslide characteristics in the Canadian Cordillera; Geoscience Canada, v. 6, p. 69-79.
Eisbacher, G.H. and Clague, J.J.
1984: Destructive mass movements in high mountains: hazard and management; Geological Survey of Canada, Paper 84-16, 230 p.
Evans, S.G.
1982: Landslides and surficial deposits in urban areas of British Columbia: A review; Canadian Geotechnical Journal, v. 19, p. 269-288.
1984: The landslide response of tectonic assemblages in the southern Canadian Cordillera; Proceedings, IV International Symposium on Landslides, Toronto, v. 1, p. 495-502.
1986a: Landslide damming in the Cordillera of western Canada; in Proceedings, Symposium on Landslide Dams; Processes, Risks and Mitigation, R.L. Schuster (ed.); American Society of Civil Engineers, Geotechnical Special Publication No. 3, p. 111-130.
1986b: The maximum discharge of outburst floods caused by the breaching of man-made and natural dams; Canadian Geotechnical Journal, v. 23, p. 385-387.
1987: A rock avalanche from the peak of Mount Meager, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 925-934.
Evans, S.G. and Lister, D.R.
1984: The geomorphic effect of the July 1983 rainstorms in the southern Cordillera and their impact on transportation facilities; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 223-235.
Evans, S.G., Aitken, J.D., Wetmiller, R.J., and Horner, R.B.
1987: A rock avalanche triggered by the October 1985 North Nahanni Earthquake, District of Mackenzie, N.W.T.; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 176-184.
Fenton, M.M.
1983: Deformation terrain mid-continent region: Properties, subdivision, recognition (abstract); Geological Society of America, North-Central Section, Program with Abstracts, v. 15, p. 250.
Fenton, M.M. and Andriashek, L.D.
1978: Glaciotectonic features in the Sand River area northeastern Alberta, Canada (abstract); 5th Biennial meeting American Quaternary Association, Edmonton, Alberta, Abstracts, p. 199.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Fenton, M.M., Moell, C.E., Pawlowicz, J.G., Trudell, M.R., and Moran, S.R.
1984: Glaciotectonic deformation and open pit coal mine highwall stability (abstract); in Program with Abstracts, Geological Association of Canada, v. 9, p. 61.
Fraser, C.
1978: Avalanches and Snow Safety; Murray, London, 269 p.
Freer, G.L. and Schaerer, P.A.
1980: Snow-avalanche hazard zoning in British Columbia, Canada; Journal of Glaciology, v. 26, p. 345-354.
Freeze, R.A. and Cherry, J.A.
1979: Groundwater; Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.
Gardner, J.
1968: Debris slope form and process in the Lake Louise district; unpublished PhD thesis, McGill University, Montréal, 263 p.
1970: Rockfall: A geomorphic process in high mountain terrain; Albertan Geographer, v. 16, p. 16-20.
1971a: Morphology and sediment characteristics of mountain debris slopes in the Lake Louise district; Zeitschrift fur Geomorphologie, v. 15, p. 390-403.
1971b: A note on rockfalls and north faces in the Lake Louise area; American Alpine Journal, v. 7, p. 317-318.
1980: Frequency, magnitude and spatial distribution of mountain rockfalls and rockslides in the Highwood Pass area, Alberta, Canada; in Thresholds in Geomorphology, D.R. Coates and J.D. Vitek (ed.); Allen and Unwin, New York, p. 267-295.
1981: Observations on objective hazards in the mountains; Canadian Alpine Journal, v. 64, p. 52-54.
1983: Rockfall frequency and distribution in the Highwood Pass area, Canadian Rocky Mountains; Zeitschrift fur Geomorphologie, v. 27, p. 311-324.
Gartner, J.F.
1984: Some aspects of engineering geology mapping in Canada; Association of Engineering Geologists, Bulletin, v. 21, p. 269-293.
Gartner, J.F., Mollard, J.D., and Roed, M.A.
1981: Ontario Engineering Geology Terrain Study Users' Manual; Ontario Geological Survey, Northern Ontario Engineering Geology Terrain Study 1, 51 p.
Gélinas, P.J.
1974: Contribution to the study of erosion along the North Shore of Lake Erie; unpublished PhD thesis, Faculty of Graduate Studies, University of Western Ontario, London, 266 p.
Gendzwill, D.J. and Hajnal, Z.
1971: Seismic investigation of the Crater Lake structure in southeastern Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1514-1524.
Gold, C.M., Andriashek, L.D., and Fenton, M.M.
1983: Bedrock topography, Sand River map sheet 73 L; Alberta Geological Survey, Alberta Research Council, Map EM 153, scale 1:250 000.
Gray, J.T
1972: Debris accretion on talus slopes in the Central Yukon Territory; in Mountain Geomorphology, O. Slaymaker and H.J. McPherson (ed.); Tantalus Press, Vancouver, p. 75-84.
Green, R.
1972: Geological map of Alberta; Alberta Research Council, Map 35.
Greenwood, B. and Davidson-Arnott, G.D.
1979: Sedimentation and equilibrium in wave-formed bars: A review and case study; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 312-332.
Greenwood, B. and Keay, P.A.
1979: Morphology and dynamics of a barrier beach: as study of stability; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1533-1546.
Grove, J.M.
1972: The incidence of landslides, avalanches and floods in western Norway during the Little Ice Age; Arctic and Alpine Research, v. 4, p. 131-138.
Hardy, L.
1976: Contribution à l'étude géomorphologique de la portion québécoise des basses-terres de la baie de James; thèse de doctorat non publiée, Département de géographie, Université McGill, Montréal, 264 p.
Hardy, R.M., Morgenstern, N.R., and Patton, F.D.
1978: Report of the Garibaldi Advisory Panel - Part 1; British Columbia Department of Highways, Victoria, British Columbia, 77 p.
Haug, M.D., Sauer, E.K., and Fredlund, D.G.
1977: Retrogressive slope failures at Beaver Creek, south of Saskatoon, Saskatchewan, Canada; Canadian Geotechnical Journal, v. 14, p. 288-301.
Heidebrecht, A.C., Basham, P.W., Rainer, J.H., and Berry, M.J.
1983: Engineering applications of new probabilistic seismic ground-motion maps of Canada; Canadian Journal of Civil Engineering, v. 10, p. 670-680 (NRC/DBR Paper No. 1135).
Hestnes, E. and Lied, K.
1980: Natural-hazard maps for land-use planning in Norway; Journal of Glaciology, v. 26, p. 331-343.
Hore, R.C.
1975: The City of Guelph water supply from the Arkell springs area; in Waterloo '75 Field Trips Guidebook, P.G. Telford (ed.); Geological Association of Canada, p. 315-320.
Horner, R.B., Wetmiller, R.J., and Hasegawa, H.S.
1979: The St. Donat, Québec, earthquake sequence of February 18-23, 1978; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1892-1898.
Hungr, O., Morgan, G.C., and Kellerhals, R.
1984: Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures; Canadian Geotechnical Journal, v. 21, p. 663-677.
Jackson, L.E., Jr.
1979: A catastrophic glacial outburst flood (jökulhlaup) mechanism for debris flow generation at the Spiral Tunnels, Kicking Horse River basin, B.C.; Canadian Geotechnical Journal, v. 16, p. 806-813.
1980: New evidence on the origin of the September 6, 1978 jökulhlaup from Cathedral Glacier, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 292-294.
Jankowski, C. and McCarthy, E.
1974a: A record of sinking homes, heartaches, frustrations; Kitchener-Waterloo Record, April 17, 1974, p. 17.
1974b: House sinking, owners sue city, finance company; Kitchener-Waterloo Record, December 30, 1974, p. 3.
Kathol, C.P. and McPherson, R.A.
1975: Urban geology of Edmonton; Alberta Research Council, Bulletin 32, 61 p.
Keefer, D.K.
1984: Rock avalanches caused by earthquakes: Source characteristics; Science, v. 223, p. 1288-1290.
Keen, M.J. and Williams, G.L. (editors)
1989: Geology of the Continental Margin of Eastern Canada; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).*
Keen, M.J., Adams, J.E., Moran, K.M., Piper, D.J.W., and Reid, I.
1989: Constraints due to the effects of earthquakes; in Chapter 14 of Geology of the Continental Margin of Eastern Canada, M.J. Keen and G.L. Williams (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 2 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. I-1).*
Kerr, F.A.
1948: Lower Atikine and Western Iskut River areas, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 246, 94 p.
Kewen, T.J. and Schneider, A.T.
1979: Hydrogeologic evaluation of the Judith River Formation Aquifer in west central Saskatchewan; Saskatchewan Research Council, Geology Division, Report and maps prepared for Saskatchewan Department of Environment, Report G-72-2, 78 p.
Kjartanson, B.
1983: Geological engineering report for urban development of Winnipeg, A. Baracos, D.H. Shields, and B. Kjartanson (ed.); Department of Geological Engineering, University of Manitoba, Winnipeg, 78 p.
Klugman, M.A. and Chung, P.
1976: Slope stability study of the Regional Municipality of Ottawa-Carleton, Ontario, Canada; Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 68, 13 p., 5 maps.
Krahn, J., Johnson, R.F., Fredlund, D.G., and Clifton, A.W.
1979: A highway cut failure in Cretaceous sediments at Maymont, Saskatchewan; Canadian Geotechnical Journal, v. 16, p. 703-715.
Kupsch, W.O.
1962: Ice-thrust ridges in western Canada; Journal of Geology, v. 70, p. 582-594.
LaChapelle, E.R.
1966: Encounter probabilities for avalanche damage; Alta Avalanche Study Center, Utah, Miscellaneous Report No. 10, 10 p.
Leblanc, G.
1981: A closer look at the September 16, 1732, Montreal Earthquake; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 539-550.
Lebuis, J., Robert, J.M., and Rissmann, P.
1983: Regional mapping of landslide hazard in Quebec; Symposium on slopes on soft clays, Report no. 17, Swedish Geotechnical Institute, p. 205-262.

* **Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.**

Lefebvre, G.
1981: Fourth Canadian Geotechnical Colloquium: strength and slope stability in Canadian soft clay deposits; Canadian Geotechnical Journal, v. 18, p. 420-442.
1984: Geology and slope instability in Canadian sensitive clays; in Proceedings of the 37th Canadian Geotechnical Conference, Toronto, p. 23-24.

Lidgren, R.A. and Sauer, E.
1982: The Gronlid-Crossing, Saskatchewan Provincial Highway No. 6 at the Saskatchewan River; Canadian Geotechnical Journal, v. 19, p. 360-380.

Lister, D.R., Morgan, G.C., VanDine, D.F., and Kerr, J.W.G.
1984: Debris torrents in Howe Sound, British Columbia; in Proceedings, 4th International Symposium on Landslides, Toronto, v. 1, p. 649-654.

Locat, J.
1977: L'émersion des terres dans la région de Baie-des-Sables/Trois-Pistoles; Géographie physique et Quaternaire, vol. 31, p. 297-306.
1982: Contribution à l'étude de la structuration des argiles sensibles de l'est du Canada; thèse de doctorat non publiée, Faculté des sciences appliquées, Département de Génie Civil, Université de Sherbrooke, 512 p.

Locat, J. and Lefebvre, G.
1986: The origin of structuration of the Grande-Baleine marine sediments, Quebec, Canada; Quarterly Journal of Engineering Geology, London, v. 19, p. 365-374.

Locat, J., Demers, B., Lebuis, J., et Rissmann, P.
1984: Prédiction des glissements de terrain: application aux argiles sensibles, rivière Chacoura, Québec, Canada; in Proceedings, 4th International Symposium on Landslides, Toronto, v. 2, p. 549-555.

Luckman, B.H.
1976: Rockfalls and rockfall inventory data: Some observations from Surprise Valley, Jasper National Park, Canada; Earth Surface Processes, v. 1, p. 287-298.
1981: The geomorphology of the Alberta Rocky Mountains: A review and commentary; Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement-Band 37, p. 91-119.

Maathuis, H. and Schreiner, B.T.
1982a: Hatfield Valley aquifer system in the Wynyard region, Saskatchewan; prepared for Saskatchewan Department of Environment v. 1, text, appendixes A-E, and maps, Report G-744-7-C-82a, 61 p.
1982b: Hatfield Valley aquifer system in the Waterhen River area (73 K), Saskatchewan; prepared for Saskatchewan Department of Environment, v. 1, text, appendixes A-E, Report G-744-7-C-82b, 33 p.

MacDonald, A.B. and Sauer, E.K.
1970: The engineering significance of Pleistocene stratigraphy in the Saskatoon area, Saskatchewan, Canada; Canadian Geotechnical Journal, v. 7, p. 116-126.

Marsh, D.
1981: Rockfall; Explore Alberta, v. 3, p. 24-30.

Martin, D.C., Piteau, D.R., Pearce, R.A., and Hawley, P.M.
1984: Remedial measures for debris flows at the Agassiz Mountain Institution, British Columbia; Canadian Geotechnical Journal, v. 21, p. 505-517.

Mason, K.
1929: Indus flood and Shyok glaciers; Himalayan Journal, v. 1, p. 11-29.

Mathews, W.H.
1965: Two self-dumping ice-dammed lakes in British Columbia; The Geographical Review, v. 55, p. 46-52.

Mathews, W.H. and McTaggart, K.C.
1978: Hope rockslides, British Columbia; in Rockslides and Avalanches, v. 1, B.Voight (ed.); Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, p. 259-275.

McCann, S.B. (ed.)
1980: The coastlines of Canada; Geological Survey of Canada, Paper 80-10, 439 p.

McKenzie, W.C.
1960: Avalanche sheds in Roger's Pass, B.C.; B.C. Professional Engineer, v. 11, p. 15-20.

Meneley, W.A.
1970: Groundwater Resources, in Physical environment of Saskatoon, Canada, E.A. Christiansen (ed.); Saskatchewan Research Council and National Research Council of Canada, NRC Publication No. 11378.
1972: Groundwater resources in Saskatchewan; in Water supply for the Saskatchewan Nelson Basin, Appendix 7, Section F, p. 673-723; Saskatchewan-Nelson Basin Board, Ottawa.
1983: Hydrogeology of the Eastend to Ravenscrag Formations in southern Saskatchewan; W.A. Meneley Consultants Ltd., Saskatoon, report prepared for Saskatchewan Department of Environment, 21 p.; available from Saskatchewan Water Corporation Library, Moose Jaw, Saskatchewan.

Meneley, W.A. and Whitaker, S.H.
1969: A monitoring program for the Cominco Limited potash waste disposal basin near Vanscoy, Saskatchewan. Phase II: Environment evaluation, design, and construction of the monitoring system; Saskatchewan Research Council, unpublished report prepared for Cominco Ltd.; available from Saskatchewan Water Corporation Library, Moose Jaw, Saskatchewan.

Meyboom, P.
1967: Interior plains hydrogeological region; in Groundwater in Canada, I.C. Brown (ed.); Geological Survey of Canada, Economic Geology Report No. 24.

Miles, M. and Kellerhals, R.
1981: Some engineering aspects of debris torrents; Proceedings of the 5th Canadian Hydrotechnical Conference, Canadian Society of Civil Engineers, p. 395-420.

Miller, G.E. and Nyland, D.
1981: Geological hazards and urban development of glacio-lacustrine silt deposits in the Penticton area, British Columbia; in Preprints; Canadian Geotechnical Society 34th Annual Meeting, Fredericton, N.B., 20 p.

Mitchell, R.J. and Klugman, M.A.
1979: Mass instabilities in sensitive Canadian soils; Engineering Geology, v. 14, p. 109-134.

Mitchell, R.J. and Markell, A.R.
1974: Flowsliding in sensitive soils; Canadian Geotechnical Journal, v. 11, p. 11-31.

Mokievsky-Zubok, O.
1977: Glacier-caused slide near Pylon Peak, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2657-2662.

Moore, D.P. and Mathews, W.H.
1978: The Rubble Creek landslide, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1039-1052.

Moran, S.R., Clayton, L., Hooke, R.LeB., Fenton, M.M., and Andriashek, L.D.
1980: Glacier-bed landforms of the prairie region of North America; Journal of Glaciology, v. 25, p. 457-476.

Nasmith, H.W.
1980: Catastrophic rockslides and urban development; Proceedings of Specialty Conference on Slope Stability Problems in Urban Areas, Canadian Geotechnical Society, Toronto, 8 p.

Nasmith, H.W., and Mercer, A.G.
1979: Design of dykes to protect against debris flows at Port Alice, British Columbia; Canadian Geotechnical Journal, v. 16, p. 748-757.

National Research Council
1979: First Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, Calgary, Alberta; W.J. Eden (ed.); Canadian Geotechnical Society, 467 p. (available from Bitech Publishers, Vancouver).
1982: Second Canadian Conference on Marine Geotechnical Engineering, Halifax, Nova Scotia; Canadian Geotechnical Society, 225 p. (available from Bitech Publishers, Vancouver).

Nelson, J.W.
1970: Problems caused by avalanches on highways in British Columbia; Ice Engineering and Avalanche Forecasting and Control, National Research Council of Canada, Technical Memorandum No. 98, p. 84-90.

Ontario Government
1986: Policy statement, Mineral Aggregate Resources; Order in Council No. 1249-86, May 9th, 1986.

Ontario, Interministerial Working Group
1983: Non-flood hazard lands-sensitive clay slopes; Report, Interministerial Working Group, Ministries of Municipal Affairs and Housing and Natural Resources, Toronto, 45 p.

Ontario Waste Management Corporation (Toronto)
1985: OWMC Exchange, v. 2, 4 p.

Owens, E.H. and Drapeau, G.
1973: Changes in beach profiles at Chedabucti Bay, Nova Scotia, following large-scale removal of sediments; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1226-1232.

Pearson, W.J.
1963: Salt deposits of Canada; Symposium on Salt, Northern Ohio Geological Society, p. 196-239.

Peck, J.W.
1970: Mining vs. avalanches-British Columbia; Ice Engineering and Avalanche Forecasting and Control, National Research Council of Canada, Technical Memorandum No. 98, p. 79-83.

Peckover, F.L. and Kerr, J.W.G.
1977: Treatment and maintenance of rock slopes on transportation routes; Canadian Geotechnical Journal, v. 14, p. 487-507.

Perla, R. (editor)
1978: Avalanche Control, Forecasting and Safety; National Research Council of Canada, Associate Committee on Geotechnical Research, Technical Memorandum No. 120, 301 p.

Perla, R.I. and Martinelli, M.
1975: Avalanche Handbook; United States Department of Agriculture; Agriculture Handbook 489, 238 p.

Piteau, D.R. and Peckover, F.L.
1978: Engineering of rock slopes; in Landslides: Analysis and Control, R.L. Schuster and R.J. Krizek (ed.); National Research Council, Transportation Research Board, Special Report 176, p. 192-228.

Porter, S.C. and Orombelli, G.
1981: Alpine rockfall hazards; American Scientist, v. 69, p. 67-75.

Poschmann, A.S., Klassen, K.E., Klugman, M.A., and Goodings, D.
1983: Slope stability study of the South Nation River and portions of the Ottawa River; Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 114, 20 p., 2 maps.

Prest, V.K. and Hode-Keyser, J.
1977: Geology and engineering characteristics of surficial deposits, Montreal Island and vicinity, Quebec; Geological Survey of Canada, Paper 75-27, 29 p.

Quigley, R.M.
1980: Geology, mineralogy and geochemistry of Canadian soft soils: a geotechnical perspective; Canadian Geotechnical Journal, v. 17, p. 261-285.

Quinlan, G.
1984: Postglacial rebound and the focal mechanism of eastern Canadian earthquakes; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1018-1023.

Ramsey, B.
1967: Britannia - The Story of a Mine; Agency Press Ltd., Vancouver, 177 p.

Regional Municipality of Peel
1975: Physical survey - towards a regional official plan; Planning Department, Regional Municipality of Peel, 116 p., maps.

Roberge, J.
1977: Karste de la Haute-Saumon, Île D'Anticosti, Québec, modèle de développement d'un karste jeune; Spéléo-Québec, vol. 3-4, p. 19-36.

Rondot, J.
1968: Nouvel impact météoritique fossile? La structure semi-circulaire de Charlevoix; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 7, p. 1305-1317.

Roy, D.W. and Duberger, R.
1983: Relations possibles entre la microséismicité récente et l'astroblème de Charlevoix; Journal canadien des sciences de la terre, vol. 20, p. 1613-1618.

Rukavina, N.A.
1976: Workshop on Great Lakes coastal erosion and sedimentation, N.A. Rukavina (ed.); Canada Centre for Inland Waters, Burlington, Ontario, 137 p.
1978: Second Workshop on Great Lakes coastal erosion and sedimentaiton, N.A. Rukavina (ed.); Canada Centre for Inland Waters, Burlington, Ontario, 118 p.
1982: Third Workshop on Great Lakes coastal erosion and sedimentation, N.A. Rukavina (ed.); Canada Centre for Inland Waters, Burlington, Ontario, 177 p.

Ryder, J.M. and Howes, D.E.
1984: Terrain information, a user's guide to terrain maps in British Columbia; Surveys and Resource Mapping Branch, British Columbia, 16 p.

Sauchyn, J., Gardner, J.S., and Suffling, R.
1983: Evaluation of botanical methods of dating debris flows and debris flow hazard in the Canadian Rocky Mountains; Physical Geography, v. 4, p. 182-201.

Sauer, E.K.
1974: Geotechnical implications of Pleistocene deposits in southern Saskatchewan; Canadian Geotechnical Journal, v. 11, p. 359-373.
1977: A valley crossing in Pleistocene deposits; Engineering Geology, v. 11, p. 1-21.
1978: The engineering significance of glacier ice-thrusting; Canadian Geotechnical Journal, v. 15, p. 457-472.
1979: A slope failure in till at Lebret, Saskatchewan; Canadian Geotechnical Journal, v. 16, p. 242-250.
1983: The Denholm landslide, Saskatchewan. Part II: Analysis; Canadian Geotechnical Journal, v. 20, p. 208-220.

Schaerer, P.A.
1962: The avalanche hazard evaluation and prediction at Roger's Pass; National Research Council of Canada, DBR Paper No. 142, 32 p.

Scheidegger, A.E.
1973: On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides; Rock Mechanics, v. 5, p. 231-236.

Schreiner, B.T. and Maathuis, H.
1982: Hatfield Valley aquifer system in the Melville region, Saskatchewan; Prepared for Saskatchewan Department of Environment, v. 1, text, appendixes A-E, and maps, Report G-743-3-B-82, 90 p.

Scott, D.W.
1982: Aggregate resources inventory of Ontario; Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, v. 75, p. 84-93.

Scott, J.S.
1973: Urban geology in Canada; in Proceedings, National Conference on Urban Engineering Terrain Problems; Associate Committee for Geotechnical Research, Technical Memorandum No. 109, National Research Council, Ottawa, p. 7-19.
1976: Geology of Canadian tills; in Glacial Till, R.F. Legget (ed.); Royal Society of Canada, Special Publication, p. 50-66.

Scott, J.S. and Brooker, E.W.
1968: Geological and engineering aspects of upper Cretaceous shales in western Canada; Geological Survey of Canada, Paper 66-37, 75 p.

Sharpe, D.R.
1980: Quaternary geology of Toronto and surrounding area; Ontario Geological Survey, Preliminary Map P2204, Geological Series, Scale 1:100 000.

SkwaraWoolf, T.
1980: Mammals of the Riddell local fauna (Floral Formation, Pleistocene, Late Rancholabrean), Saskatoon, Canada; Saskatchewan Culture and Youth and Museum of Natural History, Natural History Contributions, No. 2, p. 129.

Slater, G.
1927: Structure of the Mud Buttes and Tit Hills in Alberta; Geological Society of America, Bulletin, v. 38, p. 721-730.

Smalley, I.J.
1979: Sensitive soils and quick clays; Engineering Geology, v. 14, p. 81-217.

Smith, W.E.T
1962: Earthquakes of eastern Canada and adjacent areas, 1534-1927; Publication of the Dominion Observatory, Ottawa, v. 26, p. 271-301.

Société québécoise de spéléologie
1980: Le karste de la plate-forme de Boischatel et le karste barré de La Rédemption, état des connaissances; Livret-guide, ACQUA Congress, Québec, 110 p.

Starr, C.
1969: Social benefit versus technological risk; Science, v. 165, p. 1232-1238.

Stethem, C.J. and Schaerer, P.A.
1979: Avalanche accidents in Canada I: A selection of case histories of accidents, 1955 to 1976; National Research Council of Canada, DBR Paper No. 834, 114 p.
1980: Avalanche accidents in Canada II: A selection of case histories of accidents, 1943-1978; National Research Council of Canada; DBR Paper No. 926, 75 p.

Tavenas, F., Chagnon, J-Y., and Larochelle, P.
1971: The St-Jean-Vianney landslide: Observations and eye-witness accounts; Canadian Geotechnical Journal, v. 7, p. 463-478.

Terzaghi, K.
1950: Mechanics of landslides; in Application of Geology to Engineering Practice, S. Paige (chairman) (Berkey Volume); Geological Society of America, p. 83-123.

Thomson, S. and Morgenstern, N.R.
1977: Factors affecting distribution of landslides along rivers in southern Alberta; Canadian Geotechnical Journal, v. 14, p. 508-523.

Torrance, J.K.
1974: A laboratory investigation of the effect of leaching on the compressibility and shear strength of Norwegian marine clays; Geotechnique, v. 24, p. 155-173.
1983: Towards a general model of quick clay development; Sedimentology, v. 30, p. 547-555.

Troude, J.P., Serodes, J-B., et Elouard, B.
1983: Étude des mécanismes sédimentologiques des zones intertidales de l'estuaire moyen du Saint-Laurent, cas de la batture de Cap-Tourmente; Université Laval, Département de Génie Civil et Environnement Canada, Direction Générale des Eaux Intérieures, Québec, 117 p.

Vanderveer, D.G.
1983: Aggregates — The often maligned and often forgotten industrial mineral; in Proceedings, 19th Forum on the Geology of Industrial Minerals; Ontario Geological Survey, Miscellaneous Paper 114, p. 65-78.

VanDine, D.F.
1985: Debris flows and debris torrents in the southern Canadian Cordillera; Canadian Geotechnical Journal, v. 22, p. 44-68.

Varnes, D.J.
1978: Slope movement and types and processes; in Landslides: Analysis and Control; Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington, D.C., Special Report 176, Chapter 2.

Whitaker, S.H.
1982: Groundwater resources at the Judith River Formation in southwestern Saskatchewan; prepared for Saskatchewan Department of Environment; available from Saskatchewan Water Corporation Library, Moose Jaw, Saskatchewan.

Whitaker, S.H. and Christiansen, E.A.
1972: The Empress Group in southern Saskatchewan; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 353-360.

White, O.L.
1982: Toronto's subsurface geology; in Geology under Cities, Reviews in Engineering Geology, R.F. Legget (ed.); Geological Society of America, v. 5, p. 119-124.

White, O.L., Karrow, P.F., and MacDonald, J.R.
1974: Residual stress relief phenomena in southern Ontario; Proceedings of the Ninth Canadian Rock Mechanics Symposium, Ottawa, p. 323-348.

Whitehouse, I.E. and Griffiths, G.A.
1983: Frequency and hazard of large rock avalanches in the central Southern Alps, New Zealand; Geology, v. 11, p. 331-334.

Wickenden, R.T.D.
1945: Mesozoic stratigraphy of the eastern plains, Manitoba and Saskatchewan; Geological Survey of Canada, Memoir 239, 87 p.

Williamson, D.
1982: A study of avalanche hazard management in the Canadian West; unpublished BSc thesis, Department of Geography, University of Waterloo, Waterloo, 65 p.

Woods, J.G. and Marsh, J.S.
1983: Snow war: An illustrated history of Roger's Pass, Glacier National Park, British Columbia; National and Provincial Parks Association of Canada, Toronto, 52 p.

Adresse des auteurs

L.E. Jackson, Jr.
Geological Survey of Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

S.G. Evans
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

J.S. Gardner
Department of Geography
Faculty of Envrionmental Sciences
University of Waterloo
Waterloo, Ontario N2L 3G1

J.S. Scott
Commission géologique du Canada
601, rue Booth
Ottawa (Ontario) K1A 0E8

J. Locat
Groupe de recherche en géologie de l'ingénieur
Département de géologie
Université Laval
Sainte-Foy (Québec) G1K 7P4

J.-Y. Chagnon
Groupe de recherche en géologie de l'ingénieur
Département de géologie
Université Laval
Sainte-Foy (Québec) G1K 7P4

O.L. White
Ontario Geological Survey
77 Grenville Street
Toronto, Ontario M7A 1W4

Imprimé au Canada

Troisième partie
LE QUATERNAIRE DU GROENLAND

Avec ses 2 200 000 km^2 de superficie, le Groenland est la plus grande île au monde. Il s'étend de 83°40′N, au Kap Morris Jesup, à 59°45′N, au Kap Farvel, sur une distance de 2 700 km. Actuellement, 80% de son territoire est recouvert d'un inlandsis qui occupe une dépression centrale atteignant environ 250 m sous le niveau de la mer. L'inlandsis est entouré d'une zone montagneuse dont la largeur atteint 300 km et l'altitude, 3 700 m; la zone montagneuse est ceinturée d'une plate-forme continentale qui atteint une largeur maximale de 300 km au large de la côte nord-est.

Depuis les articles de synthèse de Weidick (1975a, 1976a), nos connaissances sur la géologie du Quaternaire du Groenland se sont beaucoup enrichies, non seulement par des études « traditionnelles » effectuées dans les territoires déglacés, mais aussi par des travaux géophysiques sur les plates-formes continentales et sur l'inlandsis. Dans les deux chapitres qui suivent, nous nous proposons de faire une synthèse aussi complète que possible des connaissances acquises dans le cadre de ces études.

Dans un premier temps, nous nous intéressons aux territoires déglacés du Groenland et aux plates-formes continentales adjacentes. Ensuite, nous tâcherons de décrire l'inlandsis du Groenland et de présenter les résultats des études glaciologiques qui y ont été effectuées. Les trois premières sections du chapitre 13 brossent un tableau de la géologie du Quaternaire au Groenland occidental, oriental et septentrional respectivement. Suivront successivement un sommaire des données recueillies récemment sur les plates-formes continentales du Groenland, un exposé sur l'évolution du niveau marin, puis un autre sur les écosystèmes marins et terrestres du Quaternaire. Le chapitre se termine par un bref survol des facteurs climatiques, glaciaires et océanographiques mis en cause. Dans le chapitre 14, il sera question plus spécifiquement de l'inlandsis, et notamment de la panople de données glaciologiques et climatologiques acquises au cours de la dernière décennie.

Développement des concepts sur le Quaternaire

Comme ce fut le cas dans d'autres régions du cercle arctique. le progrès des connaissances scientifiques sur le Groenland est intimement lié depuis le début à l'histoire de l'exploration. Les toutes premières expéditions à vocation essentiellement scientifique datent du début du XIX^e siècle. En géologie du Quaternaire, un fait marquant est la publication des travaux de Rink (1852, 1853), dans lesquels apparaît pour la première fois une distinction entre les glaces des hautes terres (highland ice), c'est-à-dire les calottes glaciaires locales et les glaciers de montagne des régions côtières, et ce que l'on appelle l'inlandsis (mot danois signifiant « glace de l'intérieur des terres »), deux formes d'englacement caractérisées par une dynamique nettement différente.

Ces observations retinrent d'emblée l'attention des « glacialistes » européens qui, à la différence de Rink, ne manquèrent pas de trouver dans cet inlandsis le modèle tant recherché en vue d'une explication des glaciations reconnues en Europe. Des scientifiques se rendirent

donc au Groenland les années suivantes pour étudier la « glace de l'intérieur des terres »; ils purent démontrer que les territoires non englacés du Groenland avaient déjà été envahis par l'inlandsis (par ex. Brown, 1871; Nordenskiöld, 1871; Steenstrup, 1881; Helland, 1876).

Ainsi, dès 1875, il était généralement admis que le Groenland avait aussi connu un âge glaciaire et que le retrait glaciaire avait été accompagné d'une invasion marine qui avait abandonné des sédiments marins sur les territoires émergés lors de la régression.

En 1876, fut créée une commission chargée de la recherche scientifique au Groenland, la Kommissionen for Videnskabelige Undersøgelser i Grønland, qui dès le départ s'engagea dans un programme systématique de levés géologiques. Dans les années subséquentes paraîtront les premières « données typiques » sur le Quaternaire du Groenland: distribution des erratiques, des moraines et des formes d'érosion glaciaire, mesures d'altitude et collections de fossiles provenant de sédiments marins soulevés.

Au début, les travaux furent concentrés dans la partie danoise du Groenland occidental, c'est-à-dire au sud de 73°N, mais au tournant du siècle, les expéditions scientifiques commencèrent à pénétrer dans les régions éloignées et inaccessibles des secteurs est et nord du Groenland et s'engagèrent même sur l'inlandsis; Nansen fut le premier à traverser l'inlandsis, en 1888. Les dernières régions côtières du Groenland à être explorées, celles du nord-est, le furent au cours de l'expédition danoise de 1906 à 1908.

Durant la première moitié du XX^{e} siècle, l'information sur le Quaternaire groenlandais fut obtenue en grande partie à la faveur d'une campagne systématique de cartographie géologique. Au cours des expéditions de Lauge Koch (1926-1928) dans le Groenland oriental, les traditionnels umiaks et traîneaux à chien furent remplacés par des bateaux motorisés et des avions. Dans l'ouest, les travaux de cartographie devinrent en 1946 la responsabilité de la Commission géologique du Groenland, nouvellement fondée; pour la première fois, des spécialistes allaient s'occuper des dépôts quaternaires. Au Groenland septentrional, des travaux analogues furent exécutés de façon intermittente à compter de 1947 dans le cadre des expéditions danoises en terre de Peary (Peary Land).

Les premières tentatives en vue d'une chronologie du Quaternaire s'appuyèrent sur la corrélation de faunes marines observées à l'état de sous-fossiles; il était alors plus ou moins implicite que les données ne couvriraient que la période subséquente au dernier âge glaciaire, puisque les dépôts antérieurs avaient été oblitérés par les glaciers. Ce concept commença à se désagréger dans les années 50 avec l'avènement de la méthode de datation au ^{14}C. Pour la première fois, on disposait d'une méthode précise de datation et de corrélation des dépôts formés à la marge glaciaire et, grâce à elle, on se rendit compte bientôt que les sédiments quaternaires couvraient une période plus longue dans les secteurs est et nord du Groenland que dans le secteur ouest. D'autres méthodes firent leur apparition dans les années 70 et contribuèrent à préciser et à allonger la chronologie du Quaternaire: aminochronologie sur bivalves marins, datation Th/U, corrélation micropaléontologique, études paléomagnétiques, et corrélation avec les séries chronologiques continues dérivées de l'analyse des carottes océaniques. Grâce à ces diverses techniques, la chronologie quaternaire fut repoussée jusqu'à la limite plio-pléisotcène, quoique des lacunes occupent encore la majeure partie de l'échelle chronologique.

Les concepts sur le Quaternaire ont également bénéficié des travaux glaciologiques et paléoclimatologiques effectués sur l'inlandsis dans le cadre du GISP (Greenland Ice Sheet Programme), programme international de recherches lancé au lendemain de la réalisation d'un premier sondage profond en 1966. Conjuguées aux informations recueillies par les sociétés d'exploration poursuivant des travaux sur les plateaux continentaux depuis 1968, ces données permettront de retracer en détail les fluctuations de l'inlandsis, du moins celle associées au dernier âge glaciaire.

Les chapitre 13 et 14 ont été rédigés en 1984 et 1985, les dernières révisions ont été intégrées en 1987.

S. Funder

Chapitre 13
LE QUATERNAIRE DES RÉGIONS EXTRAGLACIAIRES DU GROENLAND ET DES PLATES-FORMES CONTINENTALES ADJACENTES

Sommaire

Introduction — *S. Funder*

Le Quaternaire du Groenland occidental — *S. Funder*

Le Quaternaire du Groenland oriental — *S. Funder*

Le Quaternaire du Groenland septentrional — *S. Funder*

Le Quaternaire de la plate-forme continentale du Groenland — *S. Funder et H.C. Larsen*

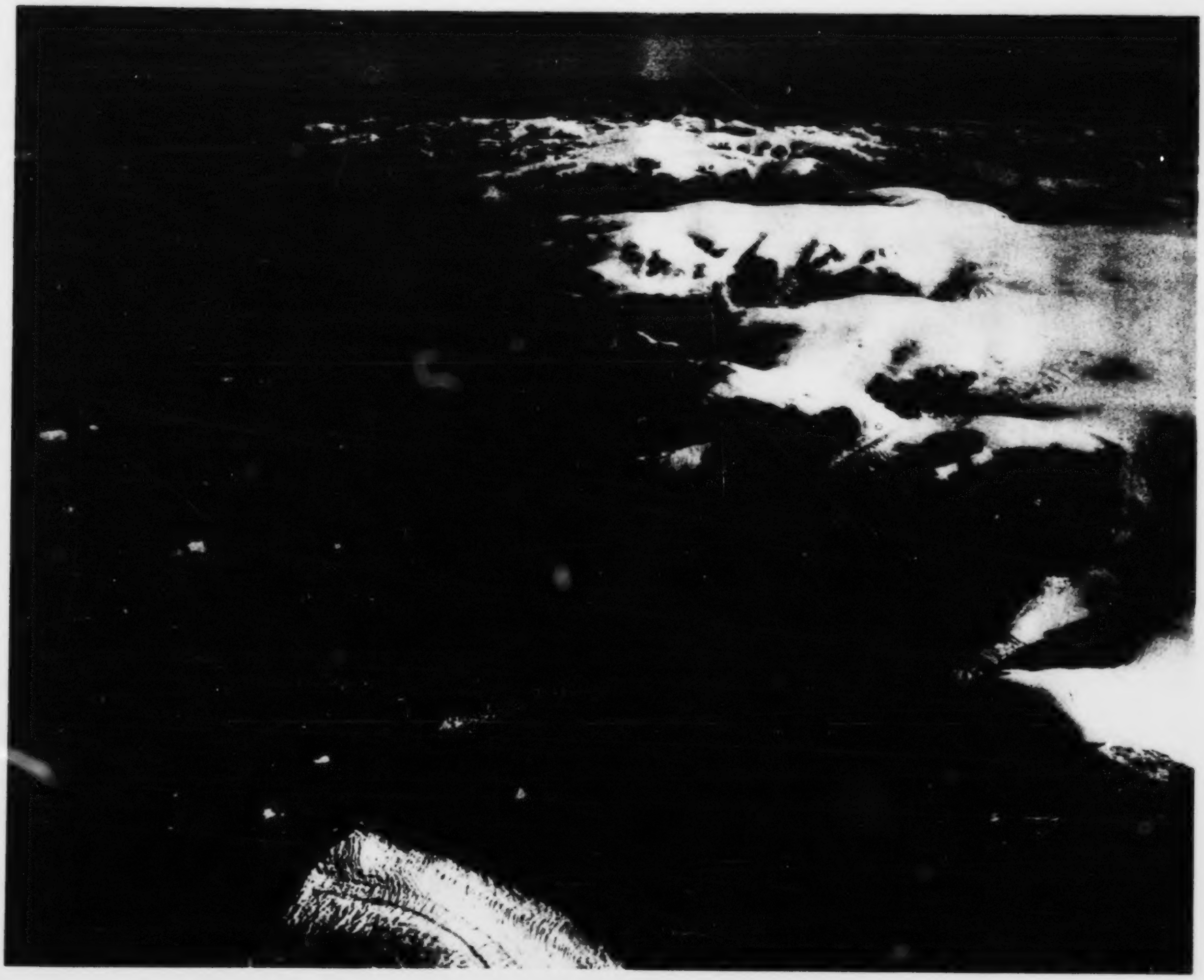
Variations du niveau marin — *S. Funder*

Paléofaunes et paléoflores — *S. Funder et B. Fredskild*

Évolution climatique, glaciation et circulation océanique — *S. Funder*

Remerciements

Bibliographie



Vue vers l'est du Øfjord, dans la région du Scoresby Sund, Groenland oriental. Cette auge fut creusée par l'érosion glaciaire dans une surface d'érosion légèrement ondulée d'âge tertiaire, qui fut affectée par un soulèvement épirogénique au Tertiaire supérieur. Au loin, on aperçoit la Jameson Land. Photo reproduite avec la permission de l'Institut géodésique, Copenhague.

Chapitre 13

LE QUATERNAIRE DES RÉGIONS EXTRAGLACIAIRE DU GROENLAND ET DES PLATES-FORMES CONTINENTALES ADJACENTES

S. Funder
(Coordonnateur du chapitre

SOMMAIRE

Le Groenland, la plus grande île au monde, est formé d'un vaste bassin central dont le fond descend sous le niveau de la mer et qui est entouré de zones périphériques montagneuses. L'inlandsis du Groenland occupe le bassin central, recouvre une bonne partie des montagnes périphériques et, à certains endroits, atteint la côte où il vêle dans la mer. Les zones non englacées en bordure de l'inlandsis sont, pour la plupart, des régions montagneuses, découpées par des fjords et parsemées de minces dépôts de till; localement, ces zones renferment d'épaisses accumulations de sédiments non glaciaires déposés à diverses périodes du Quaternaire.

Les données provenant des plates-formes continentales du Groenland indiquent qu'un englacement, qui a surpassé en extension toutes les glaciations subséquentes, s'est produit vers la fin du Pliocène (vers 2,4 Ma). Une glaciation plus récente (vers 1,8 Ma) est mise en évidence à la base de la Formation de Kap København et dans la Formation de Lodin Elv. Les dépôts de cette glaciation sont recouverts de sédiments typiques d'un climat tempéré frais. Les vestiges d'arbres trouvés dans ces sédiments suggèrent un climat incompatible avec l'existence d'un inlandsis.

Des preuves d'une glaciation antérieure au dernier interglaciaire existent dans plusieurs régions. Cet épisode glaciaire est désigné sous les noms de Glaciation de Fiskebanke, Glaciation de Scoresby Sund et Glaciation de Bliss Bugt dans l'ouest, l'est et le nord du Groenland respectivement. D'après le degré d'altération, ces trois glaciations sont jugées corrélatives. Cet épisode glaciaire est attribué provisoirement à l'Illinoien. Son aire d'extension était supérieure à celle des glaciations suivantes. La distribution des erratiques indique que, dans les régions côtières, l'épaisseur de l'inlandsis était suffisante pour que l'écoulement glaciaire soit indépendant du relief sous-glaciaire.

Le dernier interglaciaire est mis en évidence dans les dépôts de Kaffehavn et Langelandselv; ceux-ci contiennent des faunes marines sub-arctiques dont les équivalents holocènes existent à proximité, plus au nord. Aucun dépôt terrestre de cet interglaciaire n'a encore été découvert, mais les données des carottes glaciaires suggèrent que l'inlandsis du Groenland était inexistant à l'optimum de cet interglaciaire. Les sédiments marins de Jameson Land, qui recouvrent les dépôts de Langelandselv, contiennent une faune arctique et sont présents jusqu'à une altitude de 100 m au-dessus du niveau marin actuel. Ils ne contiennent aucun indice direct d'une glaciation, mais leur faune arctique indique un refroidissement des températures par rapport à l'interglaciaire précédent, et leur position bien au-dessus du niveau marin actuel ne peut s'expliquer que par une subsidence isostatique causée par une surcharge glaciaire.

Les régions actuellement non englacées du Groenland contiennent des indices d'une seule avancée glaciaire majeure au Wisconsinien. Cette avancée glaciaire, postérieure à 40 ka, est désignée sous les noms de glaciation de Sisimiut, glaciation de Glakkerhuk et glaciation d'Independence Fjord dans l'ouest, l'est et le nord du Groenland respectivement. Au large du Groenland occidental, la marge glaciaire était ancrée jusqu'à des distances de 30 à 50 km au large des côtes; au Groenland oriental, elle s'étendait localement jusqu'à 200 km des côtes. Le maximum de cette glaciation s'est apparemment produit vers 14 ka, et les grandes oscillations de la marge glaciaire semblent avoir été synchrones dans toutes les parties de l'inlandsis.

Le retrait glaciaire a probablement débuté peu après 14 ka; vers 10 ou 11 ka, la marge glaciaire s'était déjà retirée jusqu'aux environs de la côte actuelle. Entre 10,3 et 9,5 ka, une réavancée glaciaire s'est produite dans le Groenland oriental, peut-être à cause d'une augmentation des précipitations. Cette oscillation, appelée stade de Milne Land, a laissé des moraines et formé des plaines d'épandage proglaciaire dans de nombreux fjords. Au Groenland occidental, le stade de Taserqat est du même âge. Vers 7 ka, l'inlandsis s'était rétiré jusqu'à ses limites actuelles; entre 7 ka et 3 ka, la marge glaciaire s'était retirée sur une distance maximale de 10 km derrière cette position. Après 3 ka, l'inlandsis a connu une nouvelle réavancée dont l'extension maximale fut atteinte à la fin du XIX^e^ siècle, suivie d'un retrait mineur jusqu'aux limites actuelles.

Le niveau marin relatif s'est abaissé dans toutes les régions du Groenland depuis la glaciation wisconsinienne, cette émersion étant surtout attribuable au relèvement isostatique. L'émersion (généralement de l'ordre de 100 m mais

Funder, S. (coordonnateur)
1989: Le Quaternaire des régions extraglaciaires du Groenland et des plates-formes continentales adjacentes. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 13, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

localement jusqu'à 140 m) est maximale à proximité de la côte externe et son ampleur décroît en direction de la marge glaciaire actuelle. Depuis quelques siècles s'est amorçée une phase de submersion qui est peut-être causée par l'expansion de l'inlandsis du Groenland à l'Holocène supérieur.

Durant l'Holocène inférieur, une végétation de désert pierreux fut remplacée par une lande à arbustes nains, et des bivalves du domaine subarctique-boréal firent leur apparition dans les eaux côtières, ce qui suggère que vers 7 ou 8 ka, les températures étaient un peu plus chaudes qu'actuellement. La faune marine relativement thermophile et la végétation tempérée commencèrent à disparaître de façon asynchrone. Le refroidissement de l'Holocène supérieur semble s'être amorcé vers 5 ka sur les côtes du Groenland oriental, vers 4 ka au Groenland occidental et vers 3,5 ka au Groenland septentrional.

INTRODUCTION

S. Funder

La géologie quaternaire des régions extraglaciaires du Groenland est intimement liée aux paléo-régimes glaciaires de l'inlandsis, ceux-ci étant eux-mêmes le résultat des interactions du cadre géologique, de la physiographie et du climat. Nous commencerons donc par une brève description du cadre physique des régions extraglaciaires du Groenland.

Le climat du Groenland varie de polaire et sec au nord à sub-polaire et humide au sud. Ce gradient climatique prévaut depuis fort longtemps et a été déterminant pour la formation des différents types de reliefs et de dépôts glaciaires, ce qui nous conduit à distinguer, du point de vue de la géologie du Quaternaire, trois principales régions: le Groenland occidental, caractérisé par un substratum profondément érodé et une couverture quaternaire éparse; le Groenland oriental, avec ses côtes découpées de fjords spectaculaires formés par l'érosion glaciaire sélective et avec ses dépôts quaternaires parfois épais; et le Groenland septentrional, qui présente une grande variété de paysages et renferme les accumulations de sédiments quaternaires les plus épaisses au Groenland.

De façon générale, le Quaternaire a été une longue période d'érosion au Groenland. Une bonne partie des sédiments arrachés au substratum a été transportée sur les plates-formes continentales dont la stratigraphie quaternaire, qui nous est rapportée surtout par les sociétés d'exploration pétrolière, représente un complément précieux des données quaternaires obtenues en milieu terrestre. Dans un autre chapitre, Larsen (sous presse) fait une description géologique détaillée de la plate-forme du Groenland oriental. Ici, nous présenterons un sommaire des connaissances acquises à ce jour sur le Quaternaire des plates-formes continentales du Groenland.

Ailleurs dans ce chapitre, nous nous intéresserons aux variations du niveau marin et au développement des écosystèmes terrestres et marins au Quaternaire, en particulier au cours de l'Holocène. Finalement, nous tâcherons de retracer l'évolution du climat, des glaciers et de la circulation océanique au cours du Quaternaire.

Funder, S.
1989: Introduction (Le Quaternaire des régions extraglaciaires du Groenland et des plates-formes continentales adjacentes). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 13, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Géologie et physiographie

Géologie

La majeure partie du substratum, et ceci vaut probablement pour le lit sous-glaciaire, est constituée de roches cristallines précambriennes, plus précisément de gneiss et de migmatites interlités avec des roches supracrustales et divers types de roches plutoniques (par ex. Kalsbeek, 1982). Plusieurs zones orogéniques sont présentes dans ce bouclier précambrien qui formait déjà un craton vers le milieu du Protérozoïque (fig. 13-1).

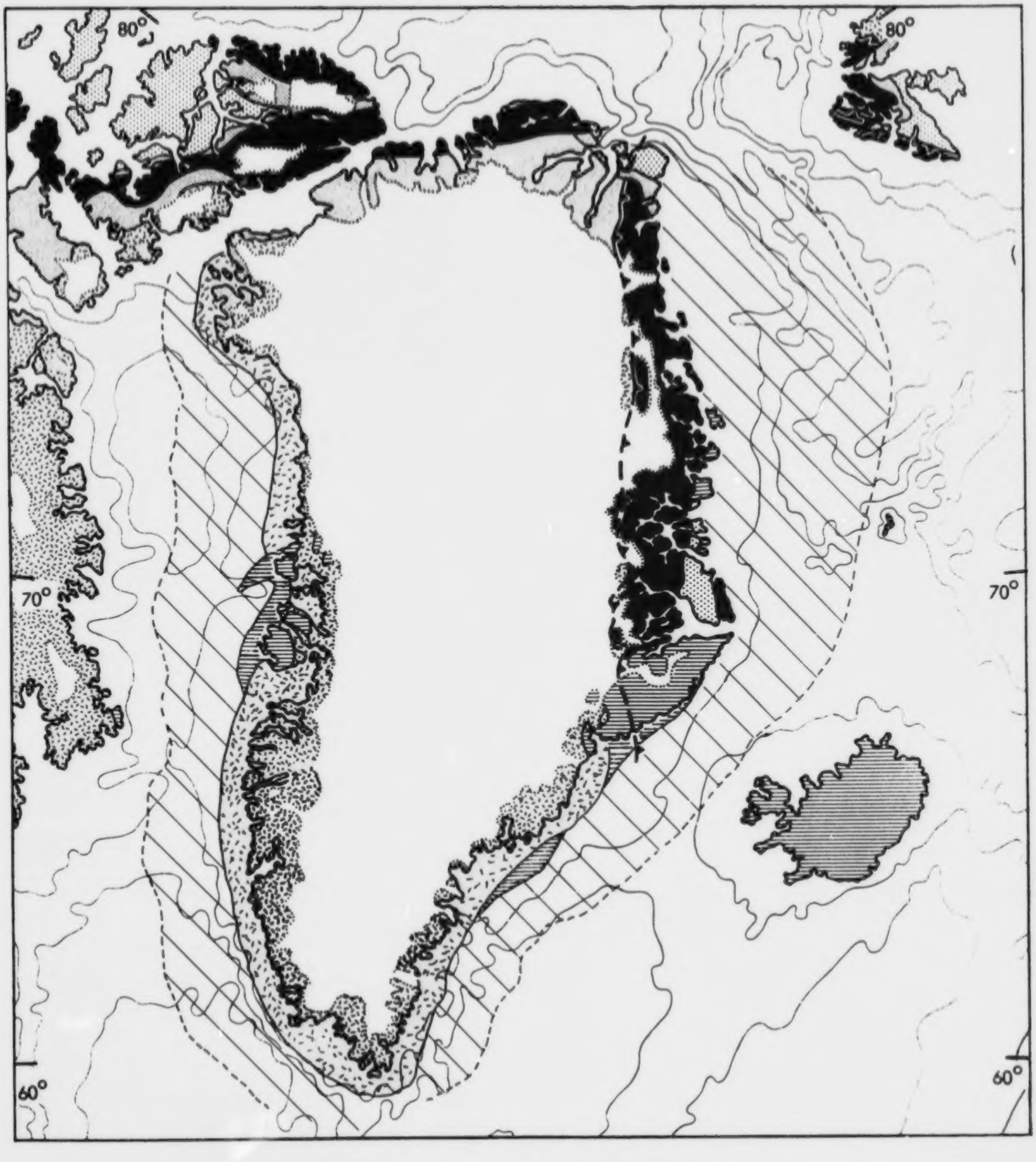
À la périphérie de ce bloc stable, des bassins sédimentaires commencèrent à se former au nord et à l'est au milieu du Protérozoïque supérieur, et la croûte continentale subsidente fut couverte d'épaisses séries sédimentaires. Au Groenland oriental, des grès, pélites et roches carbonatées s'accumulèrent dans un de ces bassins à la fin du Protérozoïque et au début du Paléozoïque, puis au cours de l'orogenèse calédonienne (Silurien inférieur); ces sédiments furent plissés, charriés, métamorphisés, migmatisés et localement injectés par des intrusifs granitiques (Henriksen, 1985; Hurst et al., 1985). Au Groenland septentrional, ce bassin sédimentaire fut occupé dans sa partie sud par une mer épicontinentale peu profonde où furent déposés surtout des roches carbonatées (Peel, 1985); dans sa partie nord, le bassin était constitué d'une fosse profonde où se déposait une séquence comprenant surtout des grès et des shales turbiditiques (par ex. Dawes et Peel, 1981; Surlyk et Hurst, 1984; Higgins et al., 1985). Durant l'orogenèse inuitienne (Paléozoïque supérieur), ce bassin profond fut déformé et ses sédiments furent plissés et progressivement métamorphisés, atteignant le faciès des amphibolites au nord; au sud, par contre, la plate-forme carbonatée n'a subi ni déformation majeure ni métamorphisme.

Après l'orogenèse calédonienne, le Groenland faisait partie d'une seule et unique masse continentale nord-atlantique comprenant les plaques nord-américaine et nord-eurasienne. Au Groenland oriental, d'épais dépôts gréseux continentaux du Dévonien et du Carbonifère se sont accumulés dans des bassins intramontagneux, attestant de l'instabilité de la croûte et de l'érosion rapide de la chaîne orogénique récemment formée (par ex. Birkelund et Perch-Nielsen, 1976). Plus tard, en particulier au Mésozoïque, des compartiments tectoniques découpés par les failles de gravité, parallèles au trait de côte actuel (Surlyk et al., 1981), donnèrent naissance à un bassin sédimentaire complexe comblé par des grès et des shales continentaux et marins épicontinentaux. Ces failles furent recoupées à angle droit par des failles transversales de direction NW-SE, qui allaient beaucoup plus tard déterminer l'emplacement des fjords spectaculaires du Groenland oriental.

→

Figure 13-1. Géologie des terrains non englacés et de la plate-forme continentale du Groenland ainsi que des îles voisines (modifié de Escher et Watt, 1976; géologie de la plate-forme continentale d'après Henderson et al., 1981; Larsen, 1983; et H.C. Larsen, inédit).

RÉGIONS EXTRAGLACIAIRES ET PLATES-FORMES DU GROENLAND



Couverture glaciaire permanente

Bassins sédimentaires sur la plate-forme continentale du Groenland occidental et oriental (crétacés à quaternaires)

Roches volcaniques tertiaires (en partie quaternaires en Islande)

Dépôts de plate-forme mésozoïques et postérieurs

Dépôts de plate-forme paléozoïques et antérieurs

Orogène innuitien

Orogène calédonien

Zones orogéniques à prédominance protérozoïque

Zones orogéniques archéennes

Chevauchement d'ampleur régionale

CGC

Au Groenland occidental, la fragmentation du bouclier précambrien débuta également au Mésozoïque; au Crétacé supérieur, des fossés d'effondrement et des failles parallèles à la côte actuelle donnèrent naissance à un nouveau bassin sédimentaire, celui du Groenland occidental. Ces sédiments affleurent actuellement dans la baie de Nûgssuaq où ils constituent une puissante accumulation de grès et de shales détritiques marins et fluviaux, mais ils sont surtout confinés à la plate-forme continentale (Henderson et al., 1981).

Ainsi donc, à la fin du Mésozoïque, le Groenland entrait dans une phase cruciale de son histoire, qui allait lui donner sa forme et sa physiographie actuelles. Cette évolution était étroitement liée à la formation, par expansion des fonds océaniques, de la baie de Baffin et de la mer du Labrador à l'ouest, des mers du Groenland et de Norvège à l'est. L'expansion des fonds océaniques fut précédée, au Tertiaire inférieur, par une période de volcanisme effusif, responsable de la formation des nappes de basaltes de plateau dans la baie de Nûgssuaq, au Groenland occidental (Clarke et Pedersen, 1976), et localement au Groenland oriental (Larsen, 1980; Brooks et Nielsen, 1982; Larsen et Watt, 1985).

Durant la période subséquente d'expansion des fonds océaniques, des sédiments terrigènes furent déposés en grandes quantités, surtout au Tertiaire et au Quaternaire, sur la plate-forme continentale du Groenland occidental et dans un nouveau bassin sédimentaire longeant toute la côte orientale du Groenland. Selon les levés sismiques et aéromagnétiques, ces sédiments atteignent une épaisseur de 7 km (Larsen, 1980; Henderson et al., 1981) et nous renseignent indirectement sur l'évolution physiographique des territoires adjacents.

Développement de la physiographie préglaciaire

La transformation physiographique du Groenland et sa topographie pré-glaciaire sont, tel que mentionné plus haut, le résultat de l'expansion des fonds océaniques au Tertiaire. Pendant que s'ouvraient les océans, les rajustements tectoniques en bordure du bloc continental se traduisirent finalement par la subsidence des marges océaniques et le soulèvement des aires continentales.

À l'aide de critères géomorphologiques, d'anciennes surfaces soulevées ont été identifiées en maints endroits (voir Weidik, 1975a); la plus étendue est celle que Ahlmann (1941) a appelé la « topographie primitive » (initial topography) au Groenland oriental. Compris entre 72° et 76° de latitude nord, cette topographie s'étend du lit sous-glaciaire jusqu'à la côte. N'existant maintenant que sous forme de plateaux montagneux très disséqués et de surfaces sommitales atteignant environ 2 000 m d'altitude, cette surface était à l'origine une pénéplaine formée au cours d'une longue période de dénudation et d'érosion fluviale et subséquemment soulevée au Tertiaire supérieur.

D'après les structures des basaltes de plateau du Tertiaire inférieur et sur l'âge, déterminé par la méthode des traces de fission, des intrusions subséquentes dans le sud-est du Groenland, Brooks (1979) et Gleadow et Brooks (1979) ont pu démontrer qu'un épisode d'érosion fluviale généralisée fut suivi, à l'Oligocène et au Miocène, d'un soulèvement épirogénique qui a atteint 2,5 km, ce qui pourrait expliquer les fortes épaisseurs de sédiments terrigènes déposés entre l'Oligocène supérieur et le Miocène supérieur sur la plate-forme continentale (Larsen, 1984).

Les côtes du Groenland occidental ont également subi un soulèvement considérable, de sorte que certains types de roches infracrustales sur le continent sont juxtaposés, sur la plate-forme continentale, à une épaisse séquence constituée surtout de sédiments fluviatiles et marins du Cénozoïque. La chronologie exacte de ce soulèvement fait encore défaut; il semble néanmoins, d'après des diagraphies exécutées sur la plate-forme continentale, que ces sédiments furent d'abord déposés au Paléocène et à l'Éocène inférieur par un vaste réseau hydrographique creusé dans un terrain profondément altéré à relief mature. Les sédiments détritiques déposés ultérieurement, à la fin de l'Éocène et à l'Oligocène, rendent compte du rajeunissement du relief consécutif au soulèvement (Henderson et al., 1981).

Il semble donc que les massifs montagneux du Groenland, comme ailleurs autour de l'Atlantique-Nord, ont été édifiés par un soulèvement épirogénique survenu au Tertiaire supérieur; ce mouvement semble avoir été plus intense à l'est qu'à l'ouest, d'où l'asymétrie du réseau de drainage. Actuellement, la principale ligne de partage des eaux passe à proximité de la marge est du glacier, dans une direction nord-sud, ce qui explique que l'essentiel de l'inlandsis s'écoule vers l'ouest (à ce propos, voir chap. 14). L'évolution des réseaux de drainage au Groenland oriental durant le Paléocène et le Pliocène a été décrite par Larsen (sous presse).

Dans la région de la Disko Bugt débouche un des principaux exutoires de l'inlandsis (fig. 13-2). Des travaux de prospection sismique y ont révélé la présence de profonds chenaux sous-glaciaires qui s'étendent vers l'intérieur sur plus de 200 km (Holtzscherer et Bauer, 1954); selon Weidick (1975a, fig. 1), ces chenaux feraient partie d'un vaste réseau hydrographique préglaciaire. Leur existence a été confirmée par échosondage radio aérien (Gudmandsen, 1978) et par analyse d'images Landsat de la surface de l'inlandsis (Thomsen, 1983).

Quoique ces chenaux aient pu être remodelés par l'érosion glaciaire, les sondages bathymétriques exécutés sur la plate-forme continentale semblent confirmer le principal exutoire du drainage préglaciaire du Groenland se trouvait au large de l'actuelle Disko Bugt. À cet endroit, la plate-forme est prolongée par une grosse construction semi-circulaire de plus de 200 km de diamètre qu'Henderson (1975, fig. 25) interprète comme un delta fluvial préglaciaire. Des constructions analogues, mais plus petites, existent aussi au large d'autres grands systèmes de fjords; elles se développèrent par la progradation de deltas vers la fin du Tertiaire, peut-être même durant le Pliocène, à une époque où le niveau de base était environ 300 m plus bas que le niveau de base actuel (Sommerhoff, 1979).

Ces données suggèrent que l'actuel réseau d'écoulement glaciaire de l'inlandsis a hérité ses principales caractéristiques du réseau hydrographique préglaciaire, lequel comportait un important exutoire dans la région de la Disko Bugt.

Physiographie actuelle — un survol

C'est la glace, sous forme d'inlandsis et de glaciers, qui a façonné l'essentiel du relief du Groenland. Plusieurs types de paysages glaciaires y ont été distingués par Sugden

(1974; fig. 13-2). Les types de paysages y sont classés suivant la nature et l'intensité de l'érosion glaciaire, allant des modelés de décapage aréolaire sous l'action d'un inlandsis aux modelés d'érosion linéraire sélective, caractéristiques des régions où le mouvement de la glace est concentré dans des courants glaciaires. La figure 13-2 indique une tendance générale à une intensité décroissante de l'érosion, du sud et de l'ouest vers le nord et l'est, qui peut être mise en relation avec les variations de l'altitude et de la lithologie du substratum rocheux et avec le gradient climatique.

Les terrains dépourvus ou presque de marques d'érosion glaciaire se rencontrent surtout dans l'est et le nord. Ce type de modelé était alors attribué à une glaciation de

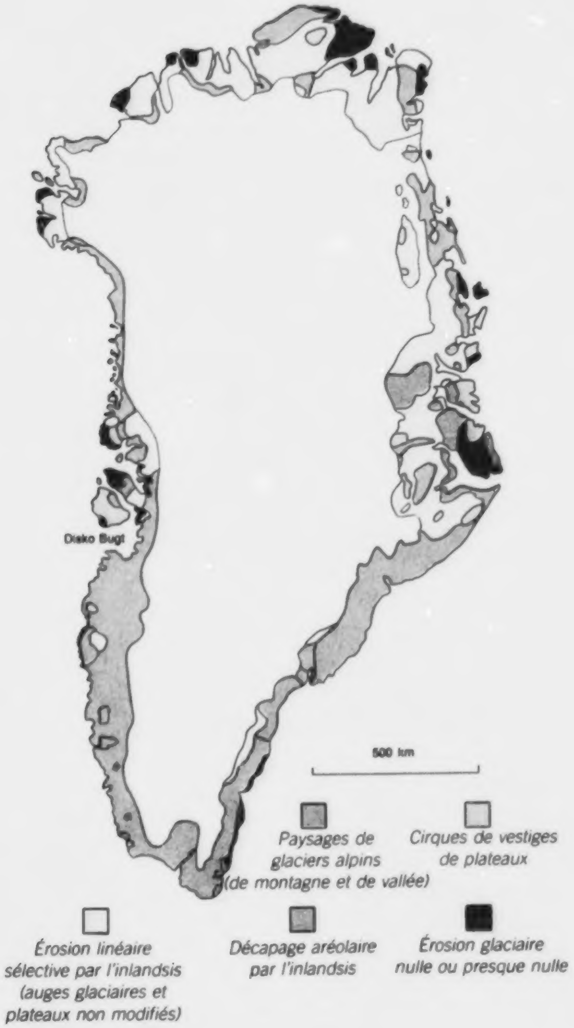


Figure 13-2. Modelés d'érosion glaciaire au Groenland (tiré de Sugden, 1974).

type polaire, caractérisée par une absence de glissement basal de l'inlandis (Sugden, 1974). Or, ainsi que nous le verrons plus loin, les données stratigraphiques semblent montrer que certaines de ces régions n'ont pas été englacées depuis fort longtemps; dans ce cas, l'absence ou la rareté des marques d'érosion glaciaire nous renseignerait non pas sur le style de glaciation, mais plutôt sur le temps écoulé depuis la glaciation. Cela pourrait signifier que la distribution générale des types de modelés résulte non pas des seules conditions de la dernière glaciation, mais de leur répétition durant plusieurs glaciations, peut-être même durant tout le Quaternaire.

Stratigraphie et terminologie du Quaternaire

Les travaux stratigraphiques actuellement effectués au Groenland visent à reconnaître les successions locales d'événements marins et glaciaires. Les principales unités identifiées jusqu'à maintenant, leurs noms étant pour la plupart informels, sont présentées à la figure 13-3. La majorité de ces unités ont été définies au cours des dix dernières années grâce à l'emploi de techniques géochronologiques modernes, et quelques-unes, comme les glaciations de l'Independence Fjord et de la Bliss Bugt, sont introduites ici pour la première fois.

Aux fins de corrélation chronostratigraphique, les chercheurs du Groenland ont utilisé tantôt la terminologie nord-américaine, tantôt celle du nord-ouest de l'Europe, et parfois même celle de l'Europe centrale. Dans le présent document, les corrélations sont effectuées avec la chronostratigraphie nord-américaine, que nous estimons équivalente à celle du nord-ouest de l'Europe: dans notre optique, donc, l'Illinoien équivaut au Saalien, le Sangamonien à l'Éémien, et le Wisconsinien au Weichselien (Vistule). En conséquence, le Sangamonien correspondra ici au sous-étage 5e de la stratigraphie isotopique marine, c'est-à-dire qu'il s'étend sur une courte période, allant d'environ 130 ka à 115 ka (par ex. Shackleton et Opdyke, 1973; Mangerud et al., 1979), laissant au Wisconsinien toute la période de 115 ka à 10 ka.

Climat, pergélisol, océanographie et biogéographie

Nous nous proposons, dans cette partie, de décrire brièvement l'environnement physique des régions extraglaciaires afin de l'utiliser comme toile de fond à l'étude des écosystèmes et des paléoclimats du Quaternaire. La question du régime climatique de l'inlandsis proprement dit sera traitée au chapitre 14. Pour une étude approfondie du climat groenlandais, nous renvoyons le lecteur à Putnins (1970).

Le tableau 13-1 et la figure 13-4 illustrent, de façon générale, la distribution des températures et des précipitations mesurées à cinq stations météorologiques. Trois gradients climatiques sont mis en évidence: du nord au sud (Station Nord - Prins Christian Sund), d'ouest en est (Godhavn - Scoresbysund) et de la côte externe à la zone interne d'un fjord où l'altitude est presque la même (Prins Christian Sund - Narssarssuaq).

En raison de l'influence stabilisatrice de l'inlandsis et de l'importante composante méridienne de la circulation atmosphérique, les températures d'été sont remarquablement uniformes du nord au sud. Toutefois, le nombre de mois durant lesquels les températures moyennes sont

supérieures à 0 °C, indice de la longueur de la saison de croissance, augmente d'un seul dans le nord à sept dans le sud. L'effet de la latitude est particulièrement ressenti dans les températures d'hiver, moins importantes du point de vue biologique. En plus du gradient latitudinal, toutes les régions sont marquées d'un gradient de continentalité, allant d'un climat océanique sur les côtes externes à un climat continental en bordure de l'inlandsis. Les précipita-

CHRONOSTRATI-GRAPHIE		ÉTAGES ISOTOPIQUES	ÂGE (ka)	GROENLAND OCCIDENTAL	GROENLAND ORIENTAL	GROENLAND SEPTENTRIONAL
Holocène		1			Stade de Milne Land	
Wisconsinien	Supérieur	2	10	Stade de Taserqat		
			25	Glaciation de Sisimiut	Glaciation de Flakkerhuk	Glaciation d'Independence Fjord
	Moyen	3				
	Inférieur	4 à 5d	65	Épisode marin de Svartenhuk	Épisode marin de Jameson Land	
Sangamonien		5e	115	Interglaciaire de Kaffehavn	Interglaciaire de Langelandselv	
Illinoien		6	130	Glaciation de Fiskebanke	Glaciation de Scoresby Sund	Glaciation de Bliss Bugt?
				? Épisode marin de Pátorfik ?		
Quaternaire inférieur					Formation de Lodin Elv — Zone II	Formation de Kap København — Membre B
Pliocène			1 800		Formation de Lodin Elv — Zone I	Formation de Kap København — Membre A

CGC

Figure 13-3. Stratigraphie des événements glaciaires et marins pré-holocènes au Groenland.

tions, plus abondantes dans le sud, sont surtout apportées par des masses d'air maritime suivant les tracés cycloniques le long des côtes sud-est et ouest.

Comme l'a souligné Weidick (1975a), la limite méridionale du pergélisol continu semble suivre l'isotherme annuelle moyenne de −5 °C; cette limite atteint son point le plus méridional dans les régions continentales voisines de la marge de l'inlandsis (fig. 13-4). Au sud de cette limite, le pergélisol devient discontinu et sporadique.

Dans les régions côtières en particulier, le climat est fortement influencé par la circulation océanique, dominée par le courant polaire de l'est du Groenland qui transporte vers le sud, le long de la côte est, des eaux froides polaires provenant de l'océan Arctique. Au large de la côte sud-est, ces eaux se mêlent aux eaux chaudes de l'Atlantique apportées par le courant d'Irminger, et le mélange des deux donne naissance au courant de l'ouest du Groenland; ce dernier contourne l'extrémité sud de l'île et remonte vers le nord le long de la côte ouest du Groenland, jusqu'à 78°N (fig. 13-4).

À cause de l'influence du courant polaire de l'est du Groenland, le Groenland oriental est plus froid que le Groenland occidental à latitude égale. Cette asymétrie se reflète dans la répartition des zones biogéographiques (fig. 13-4). Les étés les plus chauds sont enregistrés dans les régions intérieures du sud, où les vallées encaissées protègent une végétation subarctique constituée surtout de bouleaux et de sorbiers. Le Groenland occidental se caractérise en majeure partie par une végétation typique du Bas-Arctique, dominée par des taillis de saule et d'aulne, tandis que les régions nord-est et nord de l'île sont du domaine du Haut-Arctique, caractérisé par des landes à arbustes nains dominées par le bouleau nain et divers abrisseaux nains de la famille des éricacées. À ces zones de végétation, il convient d'ajouter une zone de désert polaire dans les régions côtières au nord de 80°N, où les espèces ligneuses sont absentes ou à tout le moins extrêmement rares.

En milieu marin peu profond, la limite entre masses d'eau subarctiques et arctiques coïncide avec la limite septentrionale de l'aire de distribution de certains mollusques subarctiques, comme *Mytilus edulis, Chlamys islandica et Littorina saxatile.* Dans le nord-ouest du Groenland, cette limite s'est déplacée de plusieurs degrés de latitude depuis le début du siècle (voir la partie intitulée *Paléofaunes et paléoflores*).

Tableau 13-1. Températures moyennes au cours du mois le plus chaud (c) et le plus froid (f), et précipitations annuelles enregistrées à cinq stations entre 1969 et 1979 (tiré du Publikationer fra det Meteorologiske Institut).

	Latitude	°C c	°C f	Precip. mm
Station Nord*	81°36'N	3	-34	256
Scoresbysund	70°25'N	3	-20	549
Godhavn*	69°14'N	7	-16	479
Narssarssuaq	61°11'N	10	-11	649
Prins Christian Sund	60°02'N	7	-6	2505

*Observations incomplètes

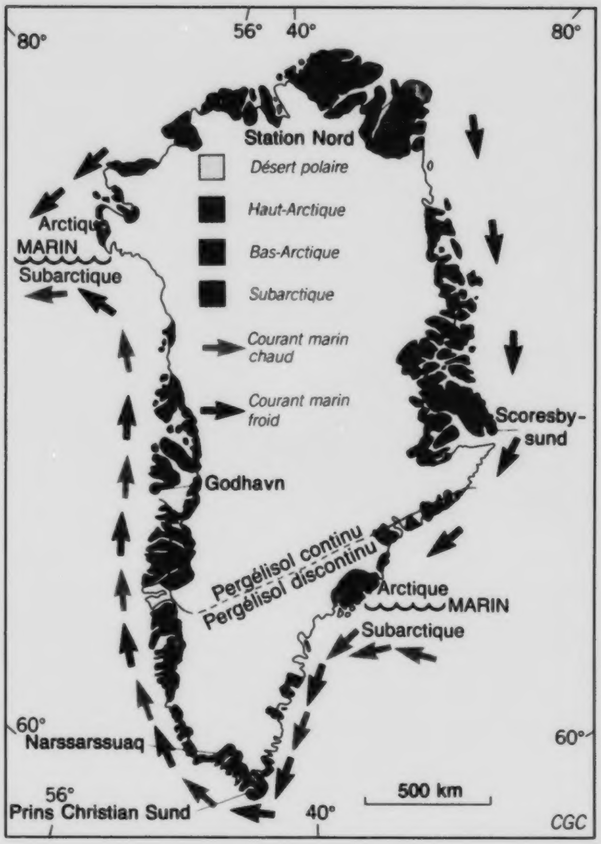


Figure 13-4. Divisions biogéographiques terrestres et marines et distribution du pergélisol au Groenland (modifié de Funder, 1978c; limite du pergélisol d'après Weidick, 1975a).

LE QUATERNAIRE DU GROENLAND OCCIDENTAL

S. Funder

Topographie, drainage et glaciation

Le Groenland occidental comprend la frange côtière extraglaciaire allant du Kap Alexander (78°N) au Kap Farvel (60°N) (fig. 13-5). Cette bande de terre atteint sa largeur maximale, environ 200 km, dans la région de Søndre Strømfjord; par contre, dans la Melville Bugt, plus au nord, la zone extraglaciaire se limite à quelques nunataks.

Le paysage du Groenland occidental est principalement composé de hautes terres formées de collines arron-

Funder, S.
1989: Le Quaternaire du Groenland occidental. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 13, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

dies, dont l'altitude varie de 300 à 1 500 m et dont le substratum est composé de roches cristallines. À certains endroits, ces hautes terres viennent s'appuyer sur des reliefs nettement alpins dépassant 2 000 m d'altitude. Ce type de relief caractérise la région sud, où les montagnes se prolongent sous l'inlandsis; on en trouve aussi entre 65°N et 67°N, où, près de la côte, les hautes montagnes sont flanquées, à une altitude de moins de 300 m, d'un plateau côtier large de 10 à 30 km et constitué de gneiss façonnés par l'abrasion glaciaire.

Au nord de la Disko Bugt, l'épaisse séquence de basaltes de plateau produit un relief d'aspect différent où de hauts plateaux montagneux à surface ondulée sont découpés par des cirques et des vallées aux parois raides formant un réseau de drainage complexe.

Au sud de 65°N, les territoires extraglaciaires sont disséqués par de nombreux fjords dont la profondeur atteint jusqu'à 600 m sous le niveau de la mer et où viennent vêler des glaciers. Au nord, jusqu'à 68°N, les fjords sont moins nombreux et servent de déversoirs non pas à des glaciers, mais à de larges vallées évacuant les eaux de fonte de l'inlandsis.

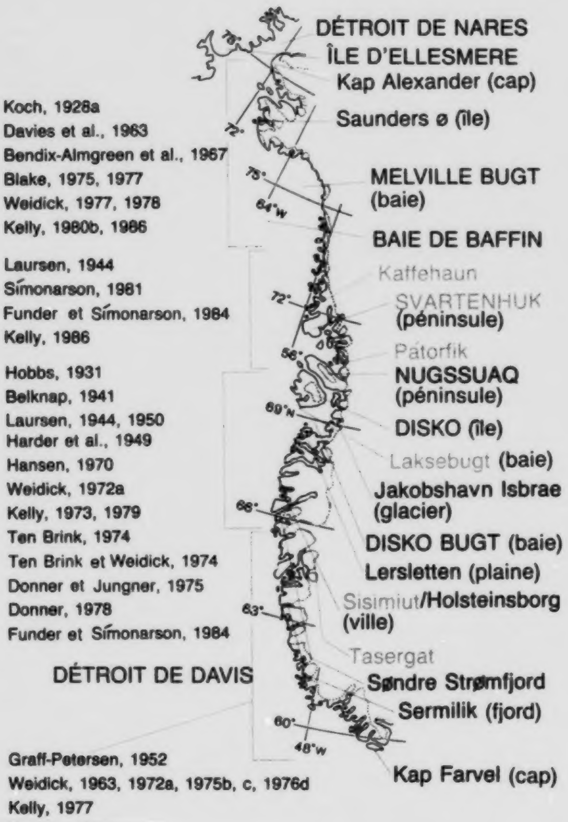


Figure 13-5. Études régionales sur le Quaternaire du Groenland occidental, et noms de lieux mentionnés dans le texte. Les noms en rouge sont ceux utilisés dans la nomenclature stratigraphique.

La Disko Bugt, qui sépare l'île de Disko du continent, est la plus grande baie du littoral ouest du Groenland. Plusieurs glaciers émissaires viennent y vêler et, de là, les icebergs gagnent facilement la baie de Baffin. Parmi ces glaciers, le Jakobshavn Isbrae, dont le volume du vêlage annuel équivaut à 25 km^3 d'eau, constitue le plus gros glacier émissaire de l'inlandsis du Groenland (voir chap. 14, Reeh, 1989).

Dans la Melville Bugt, la marge de l'inlandsis suit de près le littoral actuel sur une distance d'environ 300 km; icebergs et eaux de fonte sont évacués directement dans la baie de Baffin.

Comme il a été noté plus haut, chaque type de relief semble promouvoir différents processus d'ablation des marges glaciaires. Il en résulte que les variations climatiques peuvent ne pas produire les mêmes effets dans tous les secteurs, d'où les différences constatées dans l'histoire de la déglaciation à l'Holocène.

Études sur le Quaternaire

La majeure partie de la population groenlandaise est concentrée au sud de 73°N dans le Groenland occidental et c'est là que sont également implantés les centres administratifs; il n'est donc pas étonnant que la recherche scientifique y ait été jusqu'à maintenant plus intensive que dans toute autre partie de l'île. Un programme géologique systématique y a été entrepris après 1850, les recherches sur le Quaternaire étant menées de front avec les travaux de cartographie de la Commission géologique du Groenland.

Parmi les premières études à être parues sur la géologie du Quaternaire figurent les ouvrages de Weidick (1968) et de Kelly (1985), où l'accent est mis sur la stratigraphie de l'Holocène et du Quaternaire supérieur. La figure 13-5 énumère bon nombre d'études régionales, dont A. Weidick a compilé les résultats sur deux cartes du Quaternaire qui couvrent la région comprise entre 63°N et 71°N (Commission géologique du Groenland, 1974, 1978).

Nature et distribution des dépôts et formes quaternaires

Tout le Groenland occidental, à l'exception de quelques hauts sommets côtiers, a été recouvert par l'inlandsis durant la Glaciation de Sisimiut, au Wisconsinien supérieur. Ce stade glaciaire relativement récent est nettement attesté par l'érosion glaciaire, beaucoup plus importante que la sédimentation dans la plupart des régions. Les rares dépôts épais du Quaternaire sont généralement limités aux grandes vallées et aux plaines côtières.

Till. Les dépôts glaciaires les plus répandus se présentent sous forme de placages discontinus de diamictons gravelo-sableux et de blocs erratiques épars qui sont interprétés comme un till de fusion. Les dépôts glaciaires forment une couverture continue dans la zone intérieure, à proximité de la marge actuelle de l'inlandsis, tandis que sur les côtes externes, ils se limitent à des erratiques éparpillées sur le substratum façonné par l'abrasion glaciaire. Ce mince sédiment, subséquemment remanié par le délavage des versants, provient de débris disséminés dans la dernière masse glaciaire à avoir occupé la région; il a été déposé graduellement à la surface du terrain durant une brève phase de stagnation et de fusion glaciaire (par ex. Funder, 1979a). Ce till de fusion forme des dépôts plus

épais dans les moraines latérales et terminales, et en particulier entre 64°N et 67°N, où il s'étend en bandes nord-sud correspondant à des pauses voire à des réavancées du front lors du retrait glaciaire à l'Holocène moyen (Weidick, 1972a; Ten Brink et Weidick, 1974; Ten Brink, 1975).

Contrairement au till de fusion, le till de fond est plutôt rare; il forme des placages sur le côté amont de buttes rocheuses marquées par l'abrasion glaciaire (Sugden, 1972). La rareté apparente de ce sédiment pourrait s'expliquer par l'absence de roches à grain fin parmi les matériaux soumis à l'érosion glaciaire.

Étant donné que, partout dans la région, le till a été déposé durant les épisodes de retrait suivant la glaciation de Sisimiut, la fraîcheur de sa surface ne présente pas de différence notable d'un secteur à l'autre. Une exception cependant: dans la chaîne côtière, à plus de 1 000 m d'altitude, des blocs erratiques altérés sont associés à des felsenmeer autochtones et à des tors, ce qui montre que ces régions étaient des nunataks durant la glaciation de Sisimiut (Kelly, 1985).

Éléments figurés du till et transport glaciaire. L'étude de la provenance du till et du transport glaciaire est compliquée en raison de la monotonie lithologique du substratum rocheux et, par conséquent, de la rareté des blocs indicateurs. Cependant, il y a au Groenland méridional une région lithologiquement diversifiée où, comme l'a démontré Funder (1979a), plus de 50% des cailloux, galets et blocs pourraient être tracés jusqu'à des affleurements rocheux situés dans un rayon de 10 km. Il est probable que certaines des composantes du till ont été transportées sur de longues distances, mais cela est rarement discernable. Au nord de la Disko Bugt, sur la côte externe et sur les hauts plateaux montagneux, existent de nombreux blocs gneissiques dont la source la plus proche est située 150 km plus à l'est (Steenstrup, 1883).

Étant donné que, durant peut-être tout le Quaternaire, l'écoulement glaciaire s'est effectué des régions intérieures actuellement englacées vers la côte, il est étonnant qu'il n'y ait qu'une seule région, au sud de la Melville Bugt, où existent des blocs allochtones qui ne peuvent être rapportés à des unités lithologiques affleurant sur l'étroite lisière de territoire extraglaciaire (M. Kelly, Université de Lancaster, Angleterre, communication personnelle, 1985).

À certains endroits, mais surtout dans les dépôts les plus récents au voisinage des marges glaciaires, le till contient des concrétions calcaires qui renferment souvent un noyau de matière organique. Certaines concrétions ont été attribuées à un interglaciaire (Bryan, 1954), mais il est plus plausible qu'elles proviennent de sédiments marins déposés durant l'Holocène moyen, mais subséquemment oblitérés et érodés par les glaciers durant l'Holocène supérieur (Kelly, 1975, 1980a).

Moraines. Des moraines formées lors des épisodes de la déglaciation holocène sont présentes dans toute la région; de façon générale, leur distribution est conforme à celle des dépôts de till. Elles sont particulièrement abondantes dans les parties intérieures de la région, où ont eu lieu jusqu'à maintenant la plupart des études sur l'histoire de la déglaciation au Groenland (Weidick, 1968, 1972a; Sugden, 1972; Ten Brink et Weidick, 1974; Ten Brink, 1975).

En général, les moraines se sont formées surtout dans les secteurs actifs de la marge glaciaire, c'est-à-dire en marge des lobes glaciaires et des glaciers émissaires. Ce fait est particulièrement évident le long des fjords, preuve que des glaciers ont déjà existé dans ces échancrures du littoral; par contre, les marges glaciaires n'ont pratiquement pas laissé de dépôts morainiques sur les interfluves séparant les fjords. Dans les fjords, les moraires ont tendance à être accrochées aux points de jonction et d'inflexion, de même que dans les zones marquées par un adoucissement de la pente, ce qui indique que, fréquemment, leur formation résulte davantage de l'interaction du glacier et de son lit que des variations climatiques.

D'après la localisation et l'âge des moraines, il semble que, durant l'Holocène, les mécanismes d'ablation aient eu une influence déterminante sur la réaction de la marge glaciaire aux variations climatiques. C'est ainsi que dans la région de la Disko Bugt et les fjords situés plus au sud, où l'ablation s'effectuait par vêlage, le retrait du front glaciaire a précédé de plusieurs millénaires la déglaciation des régions intérieures intermédiaires, où la fusion était le principal mécanisme d'ablation (Weidick, 1984).

Dépôts fluvioglaciaires et fluviatiles. Ces sédiments couvrent les fonds de toutes les vallées importantes, où des rivières à chenaux anastomosés ont formé des plaines d'épandage proglaciaire et de terrasses fluviales. Les plaines les plus vastes se trouvent dans les vallées où les eaux de fonte de l'inlandsis se déversent dans les fjords. Dans les vallées s'étagent habituellement plusieurs générations de terrasses fluviales formées au fur et à mesure de l'abaissement du niveau de base causé par le relèvement glacio-isostatique. Quelques-unes de ces plaines servent aujourd'hui de pistes d'atterrissage, et elles constituent les principales voies de transport du pays.

Les sables et graviers fluvioglaciaires sont également présents dans des terrasses de kame sur les versants des vallées et, à un moindre degré, sous des reliefs à bosses et à creux au fond de certaines vallées. Ces reliefs, de même que les nombreux chenaux fluvioglaciaires, parfois incisés dans le substratum, se sont édifiés surtout en milieu proglaciaire. L'activité des eaux de fusion sous-glaciaire semble très réduite, les eskers n'étant présents que dans les zones intérieures, et les marmites de géant, rares.

Dépôts marins. Les sédiments marins, allant des graviers littoraux grossiers aux silts massifs ou laminés, sont largement répandus dans les zones côtières; leur altitude atteint 140 m, soit l'altitude maximale de la limite marine holocène. Les sédiments marins se présentent fréquemment sous un faciès prodeltaïque juxtaposés à de vastes deltas soulevés à l'embouchure de grandes vallées. Les dépôts marins les plus vastes sont situés à Lersletten, au sud de la Disko Bugt, où les silts et sables marins s'étalent entre des buttes de gneiss; ils ont été déposés au cours de l'Holocène inférieur et moyen sur une côte à skjär qui a subi depuis un soulèvement isostatique. Ces sédiments contiennent une riche faune de mollusques sur laquelle ont été fondées les premières tentatives de chronologie quaternaire au Groenland (Jensen et Harder, 1910).

Les sables et silts marins antérieurs à la glaciation de Sisimiut se présentent sous forme de petites masses résiduelles dispersées, épargnées par l'érosion, surtout au nord de la Disko Bugt. Ces dépôts revêtent une importance particulière dans l'étude de la chronologie du Quaternaire et, comme nous le verrons plus bas, leur âge a fait l'objet de vives controverses.

Formes périglaciaires et éoliennes. La distribution des formes périglaciaires suit de près celle du pergélisol con-

tinu (fig. 13-4). Aussi, les pingos, les coins de glace et les glaciers rocheux sont-ils rares au sud de 67°N.

La grande majorité des pingos se sont formés dans des vallées de la région sédimentaire mésozoïque située au nord de la Disko Bugt (Weidick, 1975a). L'analyse du gaz et de l'eau a révélé l'existence d'une très forte concentration de méthane qui a probablement contribué à la formation de ces pingos du type à système ouvert (Henderson, 1969). En outre, les glaciers rocheux semblent particulièrement fréquents à Disko et Nûgssuaq, sur les versants raides des vallées (Humlum, 1981).

Les palses et autres types de buttes cryogènes sont les plus nombreux à la limite du pergélisol continu et du pergélisol discontinu. Au sud de cette zone de transition, ils semblent attribuables à l'expansion néoglaciaire du pergélisol (Kelly, 1981), tandis qu'au nord, des buttes tourbeuses cryogènes, semblables à des palses, semblent dater de la période chaude de l'Holocène (Brassard et Blake, 1978).

Dans les zones intérieures de la région, les grands vents en provenance de l'inlandsis engendrent parfois des tempêtes de poussière sur les vastes plaines fluviales. Les sédiments les plus grossiers vont former de petites dunes de sable dans les vallées, tandis que la poussière se dépose à proximité dans des zones de végétation où elle forme une mince couche de loess (Böcher, 1949; Hansen, 1970).

Séquence des événements

Weidick (1968) a traité de la stratigraphie quaternaire du Groenland occidental, en particulier celle de l'Holocène. Kelly (1985), dans un excellent ouvrage, a passé en revue cette étude et d'autres plus récentes; il y examine de près la valeur des données et propose d'autres interprétations possibles. Nous nous en sommes largement inspirés ici, tant pour les concepts en cause que pour la terminologie stratigraphique. Cependant, nous nous en sommes tenus à des explications simples dans la mesure du possible, et la stratigraphie proposée (fig. 13-3) est une version légèrement modifiée de celle de Kelly.

Environ 400 datations au ^{14}C ont été obtenues de la région, principalement sur des coquilles de bivalves, de la tourbe et du gyttja, en vue d'établir la chronologie des événements holocènes et wisconsiniens (fig. 13-6). Comme ailleurs au Groenland, les âges compris dans l'intervalle de 10 à 20 ka sont rares et peuvent être dûs à la contamination du matériel daté. Cela dit, rien ne nous autorise à mettre en doute l'âge de 13 380 ka obtenu sur des coquilles marines dans le sud du Groenland occidental (I-7624, Weidick, 1975c).

Depuis quelques années, l'aminodatation de coquilles de mollusques est utilisée de plus en plus pour différencier des dépôts plus anciens (fig. 13-7). Funder et Símonarson (1984) et Kelly (1985, 1986) ont discuté les résultats d'analyses effectuées sur les coquilles de 25 échantillons.

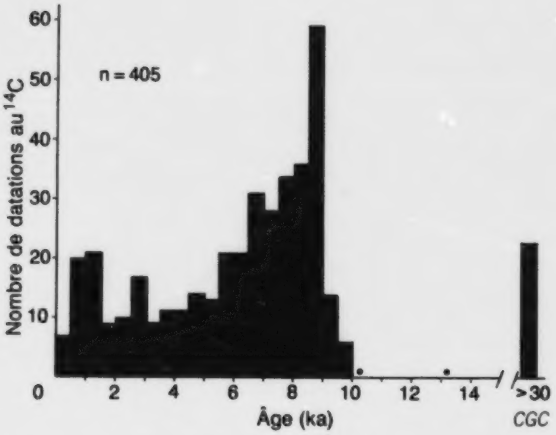


Figure 13-6. Histogramme de fréquence des âges ^{14}C publiés pour le Groenland occidental, datations archéologiques comprises. Les points indiquent les intervalles pour lesquels une seule datation est disponible. Les données proviennent des rapports de la Commission géologique du Groenland, du périodique Radiocarbon et d'autres sources.

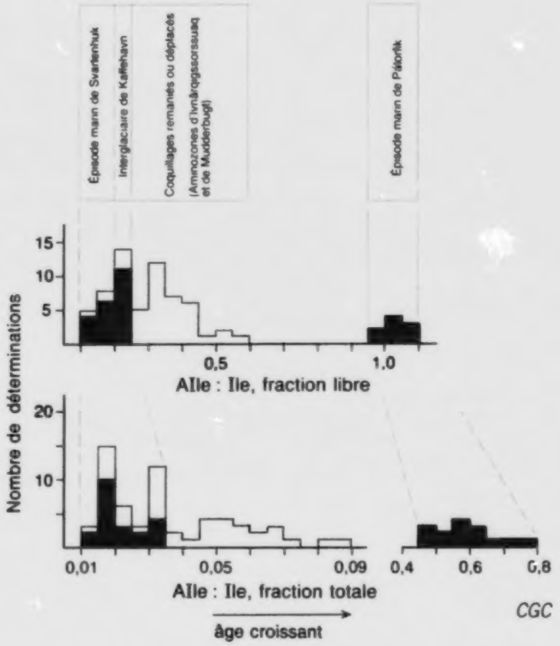


Figure 13-7. Histogramme de fréquence des rapports d'acides aminés mesurés sur des coquilles de mollusques (*Mya truncata et Hiatella arctica*) et stratigraphie des événements quaternaires au Groenland occidental. Dans les colonnes en grisé, coquilles trouvées in situ; dans les colonnes sans trame, coquilles remaniées ou provenant de dépôts remaniés. Ces rapports ont été mesurés sur 25 échantillons, à raison de 3 à 6 mesures par échantillon. Les rapports sur la fraction totale obtenus avant 1982 ont été corrigés pour le fractionnement en laboratoire (Kelly, 1986). La corrélation utilisée ici est fondée sur les rapports mesurés sur la fraction libre des acide aminés, ceux de la fraction totale accusant une plus grande variation et étant moins cohérents, peut-être à cause des processus de lessivage. (Références : Funder et Símonarson, 1984; Kelly, 1986; stratigraphie adaptée de Kelly, 1985)

Comme dans le cas d'autres données de ce genre, la stratigraphie quaternaire de la région devient plus détaillée à mesure que l'âge diminue. Cependant, l'enregistrement chronologique est interrompu brutalement par la glaciation de Sisimiut, à cause des ravages causés par l'inlandsis; c'est pourquoi la période qui a précédé cet événement est plutôt mal connue, tandis que celle qui l'a suivi est bien documentée.

Les questions relatives aux variations du niveau marin, aux faunes marines fossiles et à l'évolution de la végétation sont abordées pour l'ensemble du Groenland dans une autre section de ce chapitre.

Sédiments marins de Pátorfik. Les sédiments marins de Pátorfik, sur la côte de la péninsule de Nûgssuaq (71°N, fig. 13-8), comportent une séquence de sables, de silts et de boues deltaïques et prodeltaïques qui fait 40 m d'épaisseur et affleure sur 2,5 km. Ces sédiments abritent une riche faune de mollusques qui a retenu l'attention des géologues dès 1848. Símonarson (1981) a fait une description détaillée de ces dépôts et retracé les âges variés qui leur ont été attribués au fil des ans. Sur la foi de leur faune assez particulière et de leurs rapports d'acides aminés, ils ont été attribués au début du Quaternaire (fig. 13-7 et voir la section intitulée *Paléofaunes et paléoflores*; Funder et Símonarson, 1984). Ces sédiments sont recouverts d'une brèche de pente lithifiée, et c'est probablement ce qui explique leur état de préservation.

Glaciation de Fiskebanke et interglaciaire de Kaffehavn. Des dépôts marins situés dans le nord du Groenland occidental contiennent des mollusques marins subarctiques dont les âges ^{14}C sont non significatifs et qui mettent en évidence des conditions hydrographiques marines semblables à celles d'aujourd'hui (Funder et Símonarson, 1984; Kelly, 1985, 1986). Leurs rapports d'acides aminés et leur faune confirment la corrélation établie avec des mollusques subarctiques découverts dans des graviers littoraux surmontés d'un till dans une coupe de 7 m de hauteur, à Kaffehavn. Observés dans quatre localités du nord du Groenland occidental, ces dépôts sont attribués à l'interglaciaire de Kaffehavn, lequel est provisoirement mis en corrélation avec le Sangamonien (fig. 13-3).

La plus méridionale de ces localités, Laksebugt, suggère des conditions marines plus froides que celles d'aujourd'hui; ces dépôts ont été provisoirement mis en corrélation avec un épisode de déglaciation marquant le début de l'interglaciaire de Kaffehavn (Funder et Símonarson, 1984).

À l'île Saunders, ces faunes marines subarctiques reposent sur un till (Davies et al., 1963; Blake, 1975), ce qui suggère que le till est d'âge pré-sangamonien, et c'est pourquoi il est attribué provisoirement à l'Illinoien.

À tous ces sites, les dépôts pourraient renfermer des lacunes importantes, mais il demeure qu'aucun n'atteste avec certitude l'existence de plus de deux épisodes glaciaires majeures et qu'une seule de ces glaciations est d'âge wisconsinien. Plus au sud du Groenland occidental, la glaciation la plus ancienne est mise en évidence, dans les hautes montagnes côtières, par un till profondément altéré

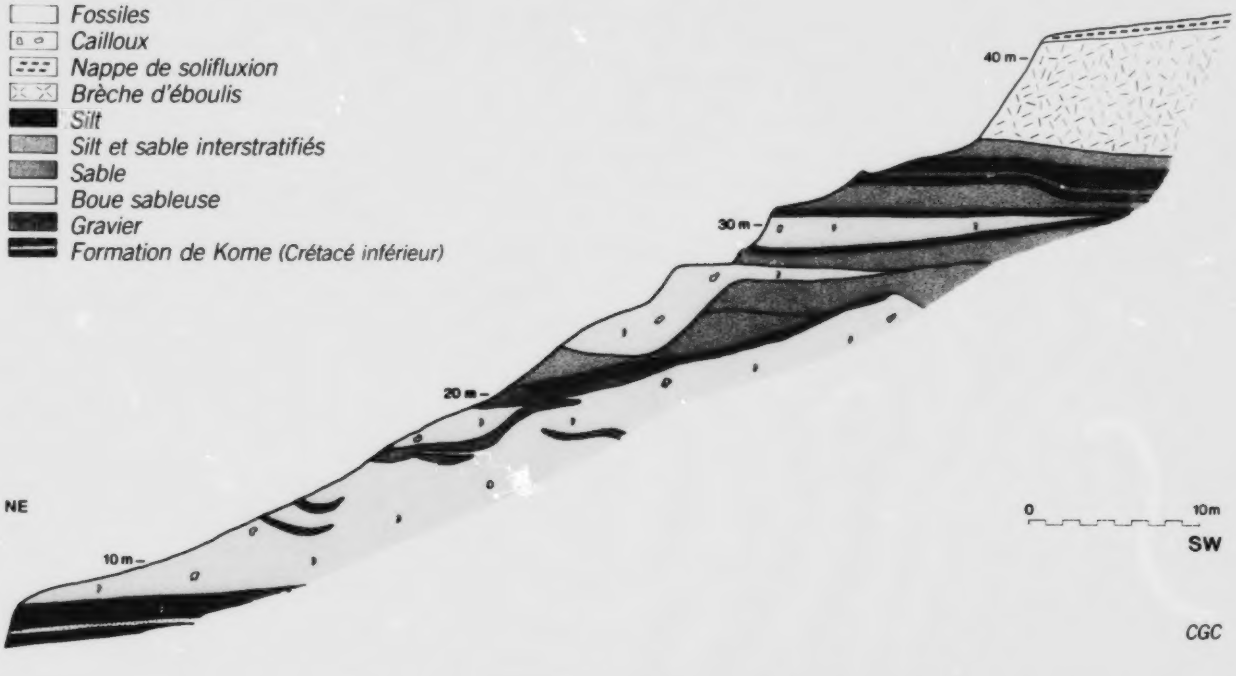


Figure 13-8. Coupe dans les lits marins de Patorfik (tiré de Símonarson, 1981), montrant le passage d'un faciès prodeltaïque (5 à 20 m d'altitude) à un faciès deltaïque (20 à 35 m d'altitude). Les lits marins sont surmontés d'une brèche d'éboulis plus récente. Sur toute la séquence, les mollusques représentent une faune de type boréal-subarctique.

représentant la glaciation de Fiskebanke, aussi provisoirement attribuée à l'Illinoien. Soulignons cependant que le contrôle chronologique est faible, les âges mesurés provenant essentiellement de la coupe de l'île Saunders[1] (Kelly, 1985).

Épisode marin de Svartenhuk. Nos connaissances sur le Wisconsinien inférieur et moyen viennent de localités dispersées dans la partie nord de la région, moins marquée par l'action érosive de l'inlandsis (fig. 13-9). À ces endroits, le till repose sur des sables et des silts fossilifères marins contenant quelques mollusques arctiques. Certains dépôts sont demeurés in situ, tandis que d'autres existent sous forme de méga-inclusions dans le till plus récent.

Ces dépôts marins, que nous regrouperons ici sous le terme de « sédiments marins de Svartenhuk », donnent, soit des âges ^{14}C non significatifs, soit des âges significatifs mais relativement anciens (plus de 20 ka); d'après l'analyse des acides aminés, ils appartiendraient au même épisode sédimentaire, postérieur à l'interglaciaire de Kaffehavn. La sédimentation s'est poursuivie durant une bonne partie du Wisconsinien (fig. 13-7), se terminant peut-être aux environs de 40 ka (Kelly, 1986).

Les rapports d'acides aminés mesurés sur des coquilles provenant de plusieurs des dépôts remaniés dans les tills suggèrent que la période de sédimentation est un peu plus ancienne (fig. 13-7). Cependant, comme ces dépôts ont été remaniés par l'inlandsis ou transportés sous forme de méga-inclusions, les coquilles ne satisfont pas nécessairement l'un des prérequis des corrélations aminostratigraphiques: ils n'ont pas nécessairement subi la même évolution thermique. Par conséquent, jusqu'à ce que les valeurs de ces rapports puissent être reproduites sur des dépôts autochtones, il vaut mieux s'abstenir de les inclure dans les diagrammes de corrélation de la région.

Glaciation de Sisimiut. Au cours de la glaciation de Sisimiut au Wisconsinien supérieur, l'inlandsis a connu une expansion telle qu'il a débordé la côte actuelle dans toute la région. La marge glaciaire s'est avancée sur la plate-forme continentale actuelle, jusqu'à environ 50 km des côtes (Kelly, 1985). Comme nous le verrons plus loin, la géomorphologie glaciaire de la plate-forme montre qu'à cette époque, marquée du reste par une baisse eustatique du niveau de la mer, l'inlandsis était essentiellement ancré sur la plate-forme (voir *Géologie quaternaire des plates-formes continentales du Groenland*).

Reeh (1984) a élaboré un modèle d'écoulement glaciaire, selon lequel la glace s'écoulait comme aujourd'hui vers l'ouest à partir d'une ligne de partage centrale située à proximité de sa position actuelle. L'écoulement glaciaire était un peu plus complexe dans la région du détroit de Nares, dans le nord-ouest du Groenland, en raison de la coalescence de l'inlandsis du Groenland et de la calotte qui coiffait alors l'île d'Ellesmere. Nous reparlerons de cette région dans la partie qui traite du Groenland septentrional.

La chronologie des phases de croissance de l'inlandsis est inconnue, faute de datations. Ce qui est sûr, cependant, c'est que le maximum glaciaire est postérieur à l'épisode marin de Svartenhuk. De sa limite wisconsinienne, l'inlandsis a commencé à se retirer vers 13,5 ka ou avant, si l'on en juge par les âges ^{14}C obtenus dans les régions côtières (Kelly, 1985). Le retrait glaciaire s'est opéré en deux phases distinctes: désagrégation des secteurs marins et fusion des secteurs continentaux.

Les premières phases de déglaciation sont mal connues, parce qu'elles ont eu lieu dans des régions désormais submergées. Il est toutefois remarquable que les âges ^{14}C indiquent que, dans toutes les parties de la région, la marge glaciaire se trouvait à proximité de la côte actuelle vers 10 ou 11 ka (fig. 13-10, 13-11). L'hypothèse la plus

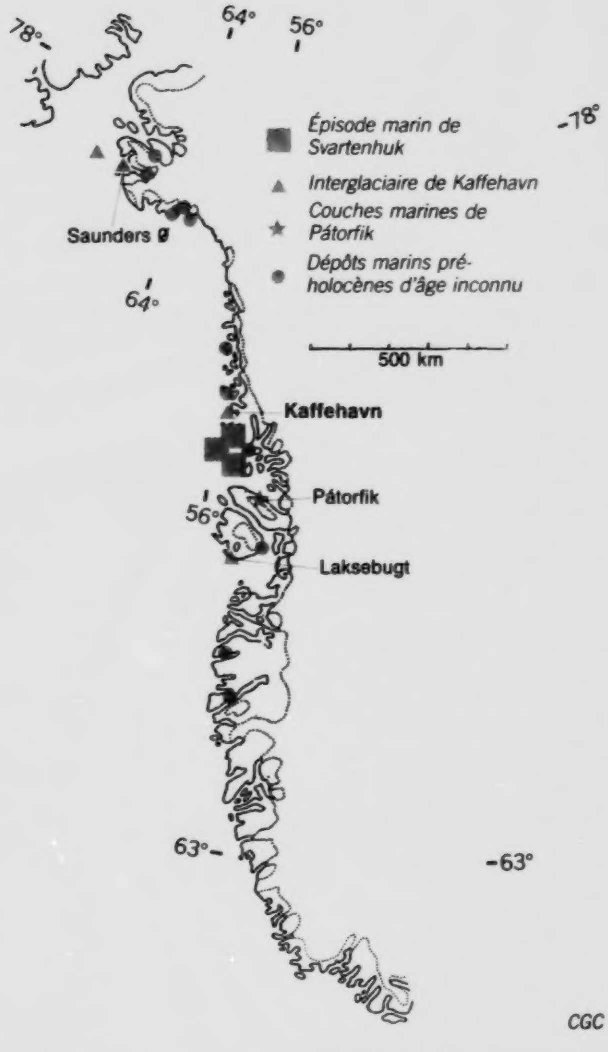


Figure 13-9. Sites de dépôts marins pré-holocènes au Groenland occidental (modifié de Kelly, 1985).

[1] Ce site important et d'autres dans la même région ont été étudiés en détail par les membres de l'expédition NORDQUA en 1986 et ils y ont entrepris un vaste programme de datation par thermoluminescence, d'aminochronologie et d'études fauniques et lithologiques. Quoique le cadre chronologique n'ait pas changé, certaines des données nouvellement acquises modifient un peu les interprétations présentées ici. Les résultats préliminaires de ce travail collectif ont été communiqués par Feyling-Hanssen, Funder, Houmark-Nielsen, Kronborg, Möner, Reeh et Thomsen, Serjup et Sorby dans *Danmarks geologiske Undersøgelse* (1988).

Figure 13-10. Âges relatifs de la déglaciation des côtes externes (à gauche), et âges des limites glaciaires actuelles (à droite) (tiré de Kelly, 1985). La chronologie de la déglaciation a été reconstituée à partir d'âges ^{14}C mesurés sur des mollusques marins avec une marge d'erreur de ±500 ans. Les âges de la limite glaciaire actuelle proviennent de datations au ^{14}C sur des coquilles marines prélevées à proximité des marges glaciaires et de matériaux organiques remaniés dans des moraines plus récentes (en rouge).

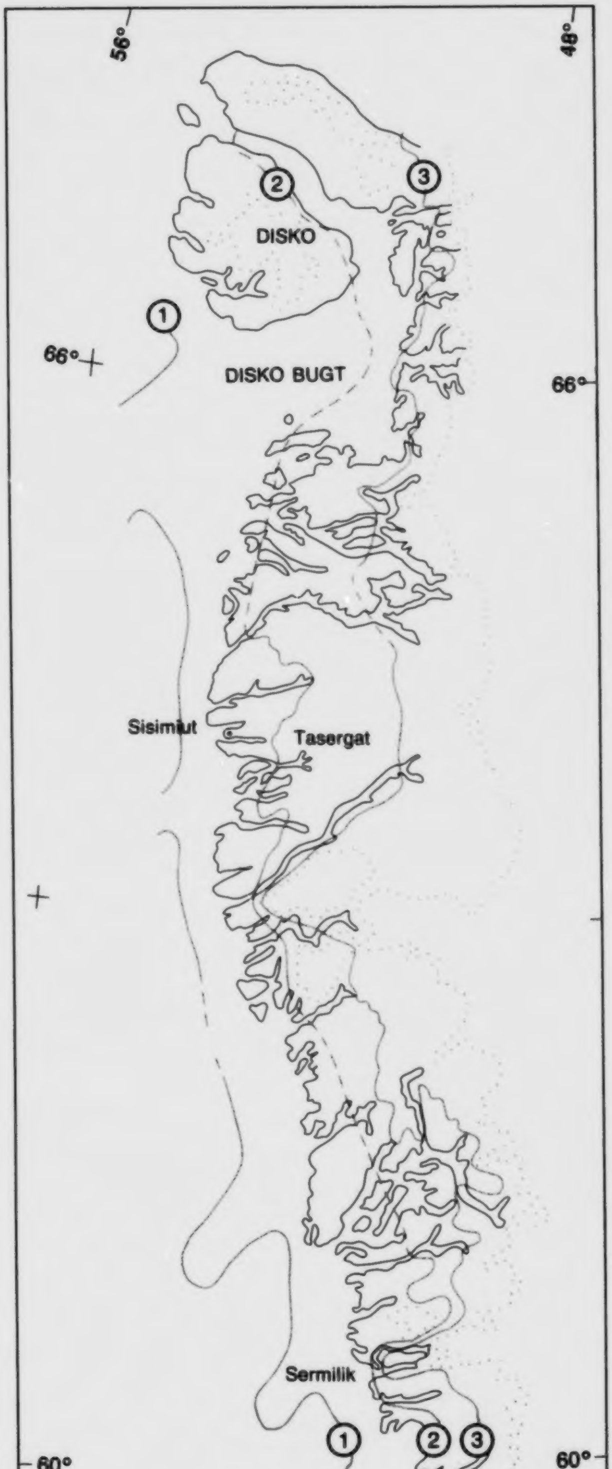


Figure 13-11. Marges de l'inlandsis dans l'ouest du Groenland durant (1) la glaciation de Sisimiut (vers 14 ka), (2) le stade de Taserqat (vers 10 ka), (3) et le stade de Fjord (8 ka). La ligne pointillée marque la position de la marge glaciaire actuelle. Références: Weidick, 1975c, 1984; S. Funder, données inédites; pour les moraines de plate-forme continentale, figure 13-26.

Tableau 13-2. Âges et corrélation des systèmes morainiques holocènes au Groenland occidental (adapté de Kelly, 1985).

Âge (ka)	Disko Bugt (Weidick, 1968; S. Funder, inédit)	N. Isortoq N. Stromfjord (M. Kelly, inédit)	Holsteinsborg S. Stromfjord (Ten Brink et Weidick, 1974)	Godthaabsjford (Weidick, 1975c)	Julianehaab Frederikshaab Narssaurssuaq (M. Kelly inédit; Weidick, 1963)	
-		Isortoq			Sarfa	
10						Niaqornakasik
		Y Isortoq	Taserqat		Eqaluit	
-	Stade de Disko	Itivdlerssuaq	Avatdleq			
	"Marrait"	Maligia	Old Fjord		Aussivik	
8	(Fjord 2)		Aukua 1 & 2	Kapisigdlit Young Fjord		Tunugdliarfik
			Umivit			
-		Ugssuit				
	"Tasiussaq" (Fjord 1)		Mt. Keglen			
6						
						Narssarssuaq
-						
2						
-						
			Orkendalen			
0	Historique	Historique	Historique	Historique	Historique	Historique

vraisemblable pour expliquer ce synchronisme, c'est que la désagrégation de l'inlandsis ait été déclenchée par la remontée eustatique du niveau marin, cette remontée ayant eu pour effet de déséquilibrer tous les secteurs glaciaires ancrés sur la plate-forme continentale; le retrait s'est poursuivi jusqu'à ce que la marge glaciaire ne redevienne ancrée, soit près de la côte actuelle.

La plate-forme continentale n'est pas la seule région à avoir été déglacée durant cette période. Les âges ^{14}C nous apprennent en effet que les principales échancrures du littoral, comme les fjords du Groenland méridional, la Disko Bugt et les fjords du nord-ouest, étaient également déglacées. Donc, aux environs de 10-11 ka, la marge glaciaire coïncidait à peu près avec le trait de côte actuel, et ce n'est que par la suite que les territoires côtiers d'aujourd'hui ont été déglacés (fig. 13-10, 13-11). Dans le fjord Sermilik, par 63°N de latitude, des coquilles marines ont été datées à 13,4 ka, ce qui suggère que, dans cette région en particulier, la marge glaciaire s'était alors déjà retirée de la plate-forme et qu'elle est demeurée stationnaire au voisinage du littoral actuel pendant les cinq millénaires qui ont suivi (I-7624, Weidick, 1975c).

Holocène. À cette désagrégation glaciaire sur la plate-forme a succédé une phase de fusion des glaces continentales. La datation des moraines indique que la fusion s'est effectuée à des taux variables, suivant le climat et la topographie du lieu.

C'est sous les climats « chauds » et secs du Groenland occidental, entre 65° et 68°N, que le retrait glaciaire a été le plus rapide; dans cette région, une lisière de territoire, large de 200 km, fut déglacée en l'espace de 3 000 ou 4 000 ans, ce qui n'a pas empêché la formation de moraines régionales au cours de cette période (tableau 13-2 et fig. 13-11). En revanche, les taux de retrait les plus faibles ont été observés sous le climat froid et humide de la Melville Bugt au nord où, comme le suggèrent les âges ^{14}C obtenus par Kelly (1980b) et Fredskild (1985b), la marge glaciaire est stationnaire dans la mer depuis 8 ou 9 ka.

Dans chaque région, la déglaciation a été étudiée d'après les moraines et autres formes proglaciaires ou juxtaglaciaires laissées par l'inlandsis; la stratigraphie des moraines a été établie principalement dans le centre du Groenland occidental, où des segments de moraines fronta-

les peuvent être souvent suivis sur des dizaines de kilomètres (Weidick, 1968, 1972a; Sugden, 1972; Ten Brink et Weidick, 1974; Ten Brink, 1975). Par ailleurs, étant donné que les résultats obtenus dans ces régions ne cadrent pas bien avec les données recueillies plus au nord ou au sud (Kelly, 1985), il semble que la topographie locale ait pu jouer un rôle important dans la formation des moraines. Néanmoins, deux périodes de construction morainique sont reconnues dans la plupart des régions, l'une vers 8,5-8 ka et l'autre vers 7,5 ka (tableau 13-2; fig. 13-11).

Durant la déglaciation, des calottes locales se sont isolées sur certaines des terres. Dans la Disko Bugt, le retrait de la langue glaciaire en milieu marin a été suivi, à 9 ka, d'une réavancée importante provenant d'une calotte locale centrée sur les hautes terres de l'île de Disko. Il n'a pas été possible de mettre en évidence une quelconque variation contemporaine de la marge de l'inlandsis adjacent; aussi, cette réavancée connue sous le nom de « stade de Disko » est-elle attribuée à une augmentation des précipitations dans les régions côtières (S. Funder, données inédites).

Les marges glaciaires ont reculé en deça de leur position actuelle puisqu'en maints endroits, de jeunes moraines contiennent des coquilles et des sédiments marins remaniés datant de l'Holocène inférieur (fig. 13-10). Cet épisode de déglaciation, durant lequel le front de l'inlandsis s'était peut-être retiré à plus de 10 km derrière sa position actuelle, a eu lieu entre environ 6 et 3 ka (Kelly, 1980a; Weidick, 1985).

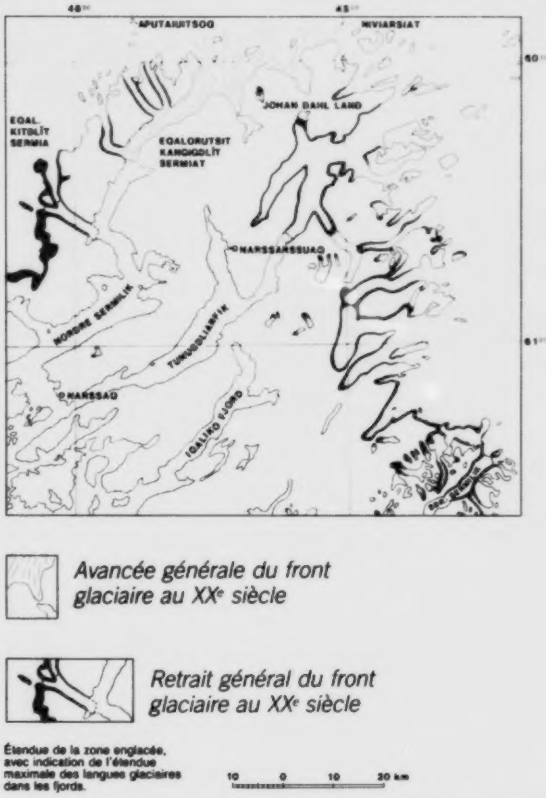


Figure 13-12. Secteurs d'avancée et de retrait de l'inlandsis dans le sud-ouest du Groenland (tiré de Weidick, 1984).

La désagrégation de l'inlandsis sisimiutien, s'échelonnant sur près de 10 ka, semble donc être caractérisée par le passage d'un régime pléniglaciaire stable sous climat froid et sec à un régime postglaciaire stable sous climat doux et humide (Weidick, 1975b), transition qui s'est accompagnée d'un relèvement marqué du niveau marin.

Vers 3 ka, les glaciers se sont réavancés de nouveau, atteignant des maxima aux XVIIIe, XIXe et XXe siècles. Les moraines associées à cet épisode ont été datées par comparaison avec de vieux documents écrits et photographiques (Weidick, 1959, 1984, 1985) et par lichenométrie (Beschel, 1961; Gordon, 1981). Ces moraines se répartissent en trois groupes d'âge: le milieu du XVIIIe siècle, la période 1850-1890 et les environs de 1920. Dans de nombreuses régions, la glace a atteint son dernier maximum holocène entre 1880 et 1890, en partie à cause des très basses températures qui régnaient 100 à 200 ans auparavant (Weidick, 1984).

Entre 1920 et 1960, probablement sous l'effet de températures estivales plus élevées, il s'est produit un amincissement et un retrait de l'inlandsis et de ses émissaires, de sorte qu'a été mise à découvert une zone de moraine de fond non altérée et dépourvue de végétation. Cependant, ces déplacements du front glaciaire ne sont pas synchrones; tandis que certains secteurs se retirent, d'autres peuvent avancer (fig. 13-12).

LE QUATERNAIRE DU GROENLAND ORIENTAL

S. Funder

Topographie, drainage et glaciation

Le Groenland oriental comprend la frange côtière qui s'étend du Kap Farvel (59°N), à l'Ingolf Fjord, (80°N) (fig. 13-13); la côte est découpée d'une multitude de fjords où se déversent des langues glaciaires. On y distingue deux sous-régions physiographiques séparées par le Scoresby Sund: au nord, une zone relativement homogène de hauts plateaux montagneux formés sur les Calédonides et au sud, une zone hétérogène à modelé alpin développée sur des roches volcaniques tertiaires et des gneiss précambriens (fig. 13-1).

Ces deux sous-régions se distinguent aussi l'une de l'autre par la nature et les dimensions des fjords. Au sud du Scoresby Sund, les fjords sont presque tous étroits, sans embranchements, faiblement espacés et plutôt courts (moins de 50 km). Au nord du détroit, dans ce qu'on appelle la « zone de fjords du Groenland oriental », ils sont organisés en réseaux et pénètrent vers l'intérieur sur des distances qui atteignent 300 km. En outre, par leurs versants raides et resserrés, ces étroits fjords intérieurs contrastent nettement avec les larges baies qui découpent la côte;

Funder, S.
1989: Le Quaternaire du Groenland oriental. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 13, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

celles-ci, comme le Scoresby Sund, le Kong Oscars Fjord, la Foster Bugt et la Gael Hamkes Bugt, ont des profondeurs qui dépassent rarement 600 m, alors que celles des fjords de l'intérieur varient de 800 à 1 200 m. Le Nordvestfjord, dans le système de fjords du Scoresby Sund, est d'ailleurs le plus profond de l'hémisphère Nord, avec 1 500 m.

Dans les Calédonides, le relief est dominé par de hauts plateaux montagneux à surface ondulée dont l'altitude est comprise entre 1 500 et 2 500 m et qui sont souvent recouverts de petites calottes glaciaires. Par contre, dans les régions de roches sédimentaires mésozoïques, le terrain, qui atteint une altitude de 1 200 m dans l'arrière-pays, descend doucement en direction de la côte où il forme de vastes plaines côtières. Les plus grandes de ces plaines sont la péninsule de Jameson Land, située dans la partie sud de la zone de fjords, et la Hochstetter Forland, située dans la partie nord.

Ce contraste topographique marqué entre la zone intérieure et la frange côtière de la région se reflète dans le modelé glaciaire. À l'intérieur des terres, l'érosion glaciaire a produit les fjords profondément surcreusés que l'on connaît. La côte, par contre, a été peu affectée par l'érosion glaciaire; y sont d'ailleurs préservées d'épaisses séquences sédimentaires qui ont livré l'information la plus riche sur le Quaternaire supérieur du Groenland.

Au sud du Scoresby Sund, la lithologie du substratum et la topographie changent brusquement. Entre 70° et 68°N, les épais basaltes de plateau du Tertiaire forment un paysage d'arêtes et de pinacles émergeant de vallées englacées et de petites calottes glaciaires qui, à l'ouest, sont coalescentes avec l'inlandsis. Au sud de 68°N, le substratum à prédominance gneissique forme des reliefs alpins dont l'altitude décroît vers le sud. Dans cette région se dressent les plus hauts sommets du Groenland, le Gunnbjorn Fjeld atteignant 3 700 m.

La bordure de l'inlandsis dans cette région, à l'encontre de celle du Groenland occidental, est surtout composée de marges passives à haute altitude, l'essentiel de l'ablation provenant des grands glaciers dans les fjords. La seule plate-forme glaciaire du Groenland occupe une bonne partie de la Jøkelbugt (79°N). La plate-forme s'étend sur 100 km en direction nord-sud; une chaîne d'îles lui sert de contrefort au large (Koch et Wegener, 1911).

En résumé, les paysages du Groenland oriental semblent être le produit d'un régime glaciaire plus passif et d'une érosion moins vigoureuse que ceux du Groenland occidental (fig. 13-2).

Études sur le Quaternaire

Le Groenland oriental a une population largement dispersée. Le pack glaciel qui dérive le long de la côte à la faveur du courant polaire de l'est du Groenland rend les côtes difficiles d'accès par bateau à certains moments. L'exploration scientifique y a commencé dès le début du XIX^e siècle, mais, jusqu'au XX^e siècle, elle se limitait à des travaux intermittents dans les quelques secteurs dont l'accès n'était pas obstrué par la banquise.

Un programme de géologie systématique a été entrepris en 1926 par les « expéditions du Groenland oriental » du chercheur Lauge Koch; menées jusqu'en 1958, ces expéditions ont permis la cartographie de tout le nord de la région au sud de 72°N. Malheureusement, la géologie du Quaternaire tenait dans ces travaux une place négligeable. Entre 1968 et 1973, la Commission géologique du Groenland a levé la région du Scoresby Sund, produisant des cartes géologiques à 1/100 000 qui contenaient certains renseignements sur le Quaternaire. Parmi les autres activités importantes, mentionnons le programme de recherches géomorphologiques de Mestersvig, qui s'est déroulé de 1955 à 1969 sous la direction de A.L. Washburn.

La figure 13-13 énumère un certain nombre d'études sur le Quaternaire. Les régions situés au sud du Scoresby Sund demeurant somme toute assez mal connues, le propos de la discussion suivante se limitera à la zone de fjords du Groenland oriental.

Nature et distribution des dépôts et formes quaternaires

Il a été dit plus haut que la glaciation majeure la plus récente n'a pas eu dans cette région des effets aussi marqués qu'au Groenland occidental. Le milieu côtier, en particulier, a été peu affecté par l'érosion glaciaire, au point que d'épais recouvrements de sédiments antérieurs à la dernière glaciation, les sédiments marins de Jameson Land, y ont été préservés localement.

Figure 13-13. Études régionales sur le Quaternaire du Groenland oriental, et noms de lieux mentionnés dans le texte. Les noms en rouge sont ceux utilisés dans la nomenclature stratigraphique.

Dans l'arrière-pays par contre, le relief accidenté limite l'aire d'extension des sédiments meubles, ces derniers étant généralement concentré au fond des vallées et le long des fjords, dans les zones rocheuses basses et aplanies par l'abrasion. Les hauts plateaux montagneux, lorsqu'ils ne sont pas englacés, portent des tills ou des felsenmeer autochtones parsemés de blocs erratiques altérés.

Till. Des tills sableux grossiers sont présents sur toutes les basses terres, le long des fjords, et sur certains des hauts plateaux montagneux, mais ces dépôts sont discontinus, percés par des buttes rocheuses, et leur épaisseur dépasse rarement quelques mètres. Les couvertures de till atteignent leur plus grande épaisseur et leur plus grande continuité sur les hauts plateaux montagneux.

Sur les plateaux gréseux de la Jameson Land, les tills et autres dépôts apparentés couvrent de vastes étendues entre 500 et 1 100 m d'altitude. Leur texture varie des graviers triés et des blocs aux tills à matrice sableuse ou argileuse dont l'épaisseur dépasse la dizaine de mètres (Funder, 1972a). Les clastes sont constitués à plus de 50% de roches cristallines transportées sur de longues distances et renferment l'énigmatique quartzite de Scolithos (voir ci-dessous). Ces dépôts sont très altérés (particules fines supprimées et surface des clastes en voie de désagrégation) et sont ici attribués à la plus ancienne glaciation reconnue dans la région, celle de Scoresby Sund; presque partout ailleurs, cette glaciation n'est mise en évidence que par des erratiques dispersés dans des felsenmeer ou des régolithes autochtones.

Les tills et dépôts apparentés présentent des différences d'altération partout dans la région, preuve que celle-ci a été soumise à plusieurs glaciations successives, chacune d'extension moindre que la précédente. Les premiers chercheurs (Koch et Wegener, 1930; Bretz, 1935; Flint, 1948; Lister et Wyllie, 1957; Washburn, 1965) avaient d'ailleurs reconnu deux ou trois phases glaciaires distinctes. Les méthodes géochronologiques récentes ont apporté à cette question un éclairage nouveau dont il sera fait état plus loin.

Éléments figurés du till et transport glaciaire. La diversité lithologique du substratum et la direction générale nord-sud des contacts permettent d'évaluer la direction et la distance du transport glaciaire à l'aide des blocs indicateurs. Dans toutes les parties de la région, les erratiques glaciaires contiennent des roches cristallines et des blocs de roches sédimentaires du Protérozoïque supérieur et du Paléozoïque provenant de l'intérieur des terres. Leur distribution est compatible avec un simple écoulement glaciaire dirigé d'ouest en est.

Les erratiques du quartzite de Scolithos sont omniprésents dans la zone de fjords, entre 70°N et 78°N. Ce type de roche est très caractéristique et il a aussi la particularité d'être très répandu comme erratique, mais nulle part n'a-t-il pu être observé in situ. La source de ces blocs pourrait donc être un lit de quartzite du Protérozoïque supérieur actuellement enfoui sous l'inlandsis (par ex. Haller, 1971). Quoique cette explication demeure la plus plausible, il est tout de même étonnant qu'une seule couche, lithologiquement aussi uniforme, puisse se poursuivre sur une distance de plus de 800 km.

Les quartzites de Scolithos et les autres erratiques d'origine lointaine atteignent leur fréquence maximale dans les régions côtières, au-delà des limites de la glaciation de Flakkerhuk (Wisconsinien supérieur). La dispersion de ces blocs a donc eu lieu essentiellement au cours d'une glaciation antérieure alors qu'un inlandsis avait envahi toute la partie continentale de la région, franchissant des barrières topographiques telles que le bassin du Scoresby Sund et les montagnes de la Liverpool Land (Funder, 1972a).

Moraines. Les moraines sont présentes le long des fjords et dans les vallées, souvent aux ruptures de pente, à la jonction et dans les tournants brusques de fjords, et à l'embouchure des vallées. Leur formation aurait donc été contrôlée davantage par la topographie que par des facteurs climatiques.

Les moraines les plus évidentes sont celles du stade de Milne Land (Wisconsinien supérieur à l'Holocène inférieur). En général, elles se situent à la jonction des fjords étroits de l'intérieur et des baies largement ouvertes sur la côte, entre 70 et 76°N. Dans la région du Scoresby Sund, elles sont groupées en essaims, certaines crêtes atteignant une hauteur de 50 m et une longueur de 5 à 10 km. Elles sont constituées de till sableux grossier dont la surface est parsemée de blocs de plus de 10 m de diamètre (Sugden et John, 1965; Funder, 1978a; Hjort, 1979, 1981a).

Dépôts fluvioglaciaires et fluviatiles. Les sédiments fluvioglaciaires constitués de graviers et de sables mal triés forment des plaines d'épandage au fond des vallées et des terrasses de kame sur les versants des fjords et des vallées; ces dépôts furent principalement mis en place lors du retrait glaciaire holocène. Dans la Jameson Land, les dépôts et formes associés à la désagrégation de glace morte (kames, modelé de kames et kettles, moraine bosselée et deltas kames) occupent sur toute la côte ouest une zone qui atteint une largeur de 10 km; ils sont attribués à la décrépitude d'une masse glaciaire amincie dans le bassin adjacent du Scoresby Sund, à la fin de la glaciation de Flakkerhuk (S. Funder, 1984, données inédites).

Les sables et graviers fluviatiles forment de vastes plaines dans toutes les vallées importantes, où ils ont été déposés par des rivières anastomosées. Ces plaines alluviales, formées lors du relèvement isostatique holocène, se raccordent donc à des niveaux marins plus hauts que l'actuel. Dans les régions côtières, un grès mésozoïque faiblement cimenté, soumis à une érosion fluviale intense, a fourni les matériaux formant de grands deltas de type Gilbert. Dans la partie ouest de la Jameson Land, ces sédiments sont emboîtés dans des dépôts marins plus anciens et y forment des plaines sableuses, d'aspect désertique, dont la superficie atteint 100 km^2.

Dépôts marins. Les dépôts marins comprennent des silts prodeltaïques, massifs ou laminés, ainsi que des sables et graviers littoraux et deltaïques; leur altitude atteint 130 m ce qui correspond à la limite marine holocène dans la région. À certains endroits, ces dépôts comprennent également un diamicton à matrice silteuse contenant de gros blocs; malgré sa ressemblance avec un till de fond, ce diamicton est interprété plutôt comme un sédiment glaciomarin de délestage (Nordenskiöld, 1907; Washburn et Stuiver, 1962; Lasca, 1969; Feyling-Hanssen et al., 1983).

Les sédiments marins sont généralement concentrés à l'embouchure des vallées et sur les plaines côtières, mais il en existe aussi jusqu'à 60 km en amont de vallées ou de réseaux de vallées à basse altitude. Ces vallées étaient jadis des fjords peu profonds et le sont demeurées quelques

millinéraires après la déglaciation (par ex. Koch, 1916; Bretz, 1935; Cruickshank et Colhoun, 1965; Street, 1977).

Un des aspects les plus caractéristiques du Groenland oriental est la présence d'une épaisse couverture de sédiments quaternaires sur les plaines côtières à l'embouchure des principaux systèmes de fjords; ce sont les « sédiments marins de Jameson Land » (Funder, 1984). Leur épaisseur atteint par endroits une centaine de mètres. De façon générale, ils sont constitués à la base de silts laminés et homogènes contenant de gros blocs et passant graduellement vers le haut à des sables et silts à laminations obliques et à stratifications entrecroisées. Des coquilles de mollusques in situ sont présentes localement dans toute la séquence; ces fossiles, combinés aux faciès sédimentaires, indiquent que les sédiments ont été déposés en milieu deltaïque ou dans des eaux marines peu profondes. Dans la plupart des régions, le sommet de la séquence a été érodé et déformé lors d'une incursion glaciaire ultérieure. Sous la rubrique *Séquence des événements*, il sera question plus en détail du milieu sédimentaire et des événements antérieurs et postérieurs à cette phase marine du Wisconsinien inférieur.

Formes périglaciaires et éoliennes. La zone de fjords du Groenland oriental est entièrement située à l'intérieur de la zone de pergélisol continu (fig. 13-4); c'est pourquoi tous les dépôts du Quaternaire renferment des structures de cryoturbation et des polygones de fentes de gel (par ex. Poser, 1932; Sorensen, 1935; Washburn, 1965, 1967, 1969). Des pingos à système ouvert se sont formés dans les dépôts fluviatiles qui tapissent le fond des principales vallées, jusqu'à 71°N dans la Jameson Land (Müller, 1959; Cruickshank et Colhoun, 1965; O'Brien, 1971). Les prairies à bryophytes comportent souvent de petites buttes gazonnées qui pourraient s'apparenter à des palses (Raup, 1965). Des glaciers rocheux sont présents sur les versants abrupts des fjords de l'intérieur (Funder et Petersen, 1980).

Les formes éoliennes existent dans les grandes vallées qui, comme ailleurs au Groenland, canalisent de grands vents. Les effets de la déflation se remarquent plus particulièrement sur les anciennes terrasses fluviales, dont certaines en sont protégées par une couche superficielle de cailloux. Le vent a déposé un manteau de sable fin et de silt dans des zones couvertes de végétation, et formé de petites dunes de sable au fond des vallées (par ex. Poser, 1932; Bretz, 1935).

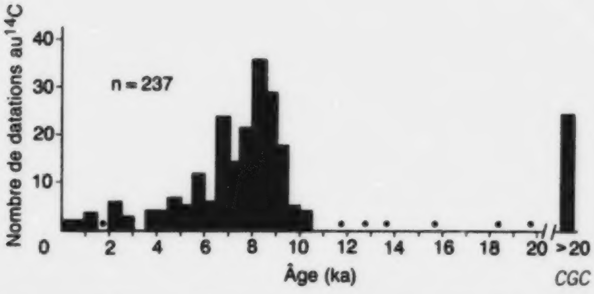


Figure 13-14. Histogramme de fréquence des âges ^{14}C mesurés au Groenland oriental. Les points indiquent les intervalles pour lesquels une seule datation est disponible. Les données proviennent des listes de datations publiées dans les rapports de la Commission géologique du Groenland et dans le périodique Radiocarbon. Les âges mesurés sur des matériaux marins sont corrigés pour l'effet de réservoir (Funder, 1978a).

Séquence des événements

Les premières chronologies relatives établies pour la zone de fjords du Groenland oriental étaient basées sur le degré d'altération et la géomorphologie. Les chercheurs de l'époque s'accordaient à dire que, durant le dernier âge glaciaire, l'englacement ne s'étendait pas à l'ensemble du Groenland (par ex. Nordenskiöld, 1907; Koch, 1916; Bretz, 1935; Washburn, 1965). Cette opinion est confirmée par les travaux stratigraphiques exécutés plus récemment et assistés des techniques modernes de datation. Ces études montrent que les glaces du Wisconsinien supérieur, contrairement à celles des stades précédents, étaient minces ou encore qu'elles n'atteignaient pas les régions côtières. C'est ce qui explique qu'une séquence stratigraphique du Quaternaire supérieur, plus complète qu'ailleurs au Groenland, ait été préservée dans cette région.

Plus de 200 datations au ^{14}C ont été exécutées dans la région, surtout sur des coquilles de mollusques marins et sur des sédiments lacustres. La figure 13-14 en indique la distribution temporelle, comparable du reste à celle des échantillons du Groenland occidental (fig. 13-6). Cependant, ces datations comprennent beaucoup d'âges significatifs, mais anciens, et d'âges non significatifs, provenant pour la plupart des sédiments marins de Jameson Land. Quelques échantillons ont donné des âges qui se situent dans l'intervalle de 11 à 20 ka: dans certains cas, il s'agit de déterminations effectuées sur le carbone total et provenant d'argiles lacustres, et l'on ne saurait trop s'y fier;

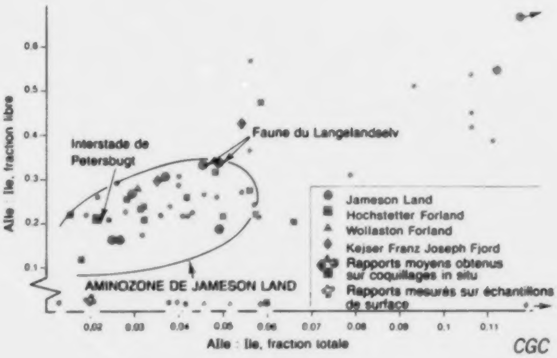


Figure 13-15. Diagramme des rapports d'acides aminés mesurés sur des coquilles de *Mya truncata* et de *Hiatella arctica* au Groenland oriental (tiré de Funder, 1984). Un facteur de correction de 0,66 est appliqué aux mesures exécutées avant 1982 pour tenir compte du fractionnement en laboratoire; cela vaut notamment pour tous les échantillons du Hochstetter Forland. Les gros symboles désignent les valeurs moyennes d'échantillons prélevés in situ, tandis que les petits symboles représentent des mesures uniques obtenues sur des coquilles prélevées en surface. Les échantillons placés sur l'abscisse étaient de taille insuffisante pour que les rapports de la fraction libre des acides aminés puissent être mesurés.

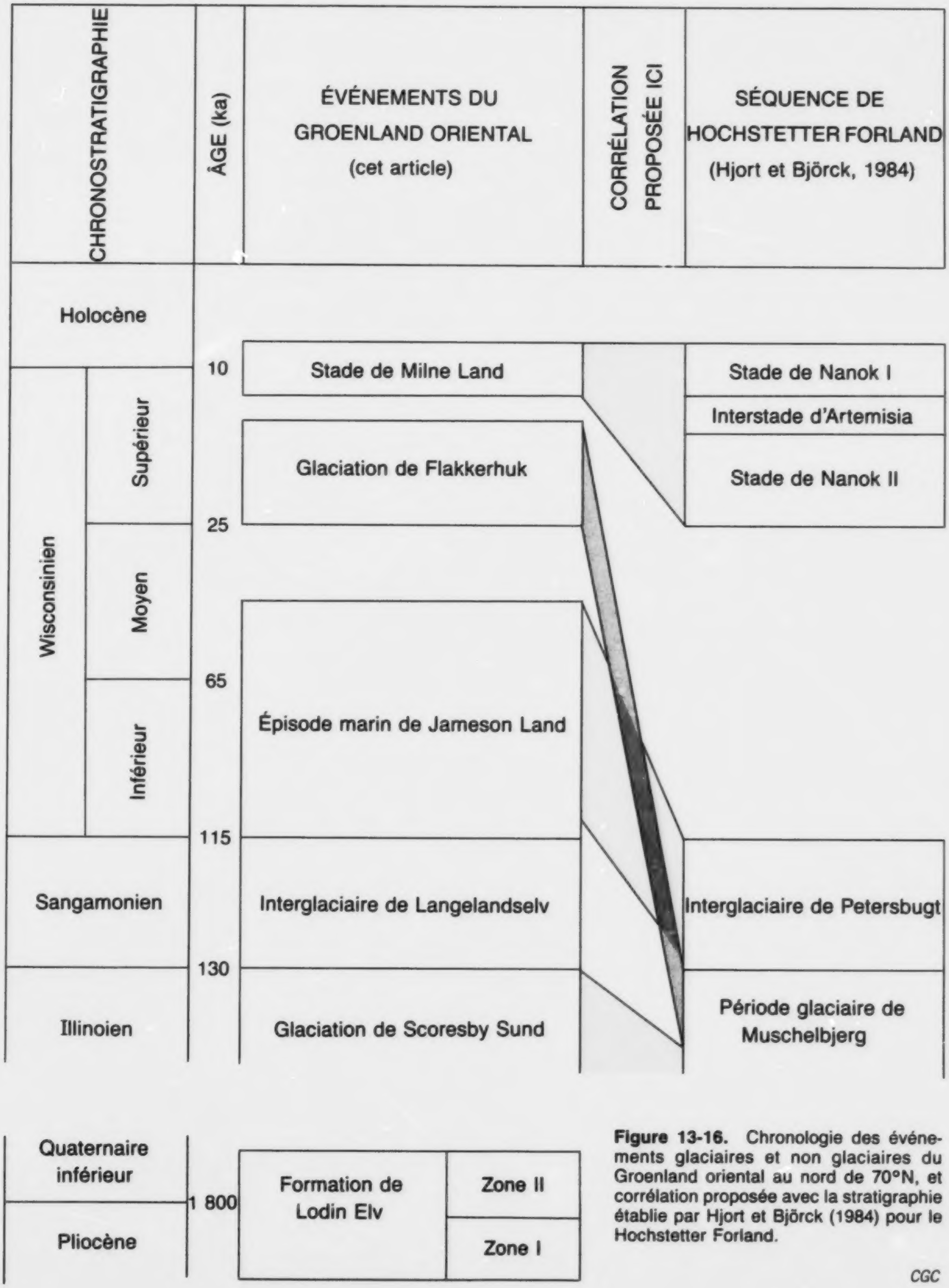


Figure 13-16. Chronologie des événements glaciaires et non glaciaires du Groenland oriental au nord de 70°N, et corrélation proposée avec la stratigraphie établie par Hjort et Björck (1984) pour le Hochstetter Forland.

CGC

dans d'autres, les âges ont été mesurés sur des échantillons de coquilles dans lesquels il pourrait y avoir un mélange de coquilles holocènes et de coquilles beaucoup plus anciennes.

Trente collections de coquilles ont été soumises à une analyse des acides aminés et ces résultats ont été publiés partiellement par Hjort (1981a) et Funder (1984). Toutes les mesures disponibles ont été reportées sur le diagramme de la figure 13-15, lequel peut servir de base de corrélation pour les événements antérieurs à l'Holocène. Outre les méthodes indiquées ci-dessus, la datation U/Th a été utilisée sur certains échantillons (Hjort, 1981a).

La figure 13-16 illustre la succession des événements glaciaires et non glaciaires, en conformité avec les interprétations publiées antérieurement (Funder, 1982b, 1984). Une stratigraphie légèrement différente a été proposée pour la Hochstetter Forland, dans la partie nord de la zone de fjords (Hjort, 1981b; Hjort et Björck, 1984); la figure 13-16 la met en corrélation avec celles des régions méridionales. Les différences tiennent essentiellement à une réévaluation de la signification des rapports d'acides aminés en datation absolue (voir Funder, 1984).

Les questions relatives aux variations du niveau marin, aux faunes de mollusques et à la végétation seront traitées plus loin.

Formation de Lodin Elv. La Formation de Lodin Elv n'est connue que par un vestige d'érosion isolé sur la côte ouest de la Jameson Land. Elle comprend une séquence de 40 m de sables et de silts prodeltaïques surmontés d'un diamicton silteux (fig. 13-17). L'analyse des foraminifères, conjuguée aux rapports d'acides aminés obtenus sur les coquilles de mollusques, indique un âge se situant à la limite du Pliocène et du Pléistocène (Feyling-Hanssen et al., 1983). Le diamicton est interprété comme un sédiment glacio-marin de délestage et, ajouté à des indices similaires provenant du Groenland septentrional, il constitue la preuve la plus ancienne, quoique circonstancielle, d'un englacement continental au Groenland.

Glaciation de Scoresby Sund. C'est le nom donné à une avancée glaciaire de grande extension, dont l'existence est attestée par des lits de till à haute altitude et par des erratiques exotiques, notamment le célèbre quartzite de Scolithos, dispersés dans des felsenmeer autochtones profondément altérés sur certains plateaux montagneux et sur les plaines côtières. Les erratiques se trouvent dans des régions entaillées de profondes vallées en V à flancs doucement inclinés, où l'érosion a été davantage subaérienne que glaciaire (Bretz, 1935). Par endroits, ces régions sont recouvertes d'un épais régolithe et peuvent comporter des tors de grès (Funder, 1982a). Ces éléments suggèrent que la glaciation antérieure à la formation du modelé est très ancienne.

La plupart de ces formes et dépôts glaciaires anciens ont été antérieurement groupés sous le terme de « stade de Kap Mackenzie » (Funder et Hjort, 1973; Hjort, 1979, 1981a), terme cependant ambigu comme l'ont montré de récents travaux de Hjort et Björck (1984) et qui devrait par conséquent être abandonné.

Les directions de transport glaciaire pouvant être déduites de la dispersion des erratiques suggèrent que l'inlandsis s'écoulait d'ouest en est, indépendamment de la topographie actuelle (par ex. Funder, 1972a). L'épaisseur de la glace dépassait 500-1 000 m dans les régions côtières, et la marge glaciaire devait se trouver sur la plate-forme continentale, très loin de la côte actuelle.

Les dépôts associés à la glaciation de Scoresby Sund sont antérieurs à l'interglaciaire de Langelanselv; aussi sont-ils rattachés provisoirement à l'Illinoien.

Interglaciaire de Langelandselv. Les dépôts attribués à cette période n'ont été reconnus que dans un site sur la côte sud-ouest de la Jameson Land, où ils forment la base des sédiments marins de Jameson Land; il s'agit d'un dépôt de sables et graviers dans une falaise côtière, à une altitude de 0,5 à 3 m. Ils contiennent une faune malacologique riche et variée (voir *Paléofaunes et paléoflores*), notamment des espèces subarctiques aujourd'hui disparues de la région (Petersen, 1982) et dont la présence suppose un influx d'eaux subarctiques plus important que durant l'Holocène. Cette faune est mise en corrélation avec le sous-étage 5e de la stratigraphie isotopique de la mer du Groenland (Funder, 1984). Cet interglaciaire est appelé « Langelandselv » au Groenland oriental (fig. 13-16).

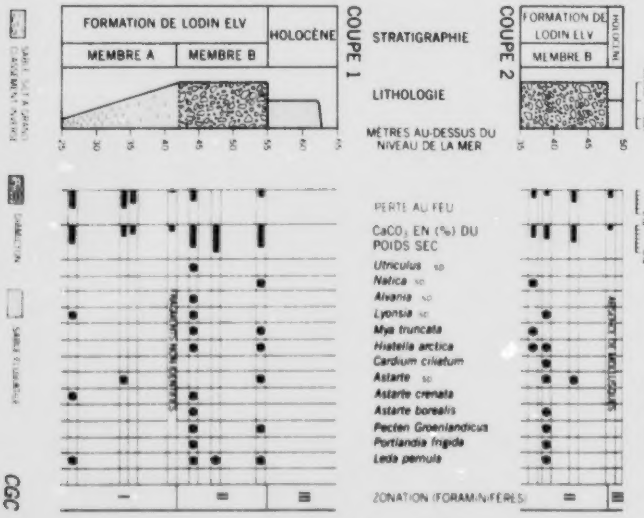


Figure 13-17. Lithologie et faune malacologique de la Formation de Lodin Elv, Jameson Land (tiré de Feyling-Hanssen et al., 1983).

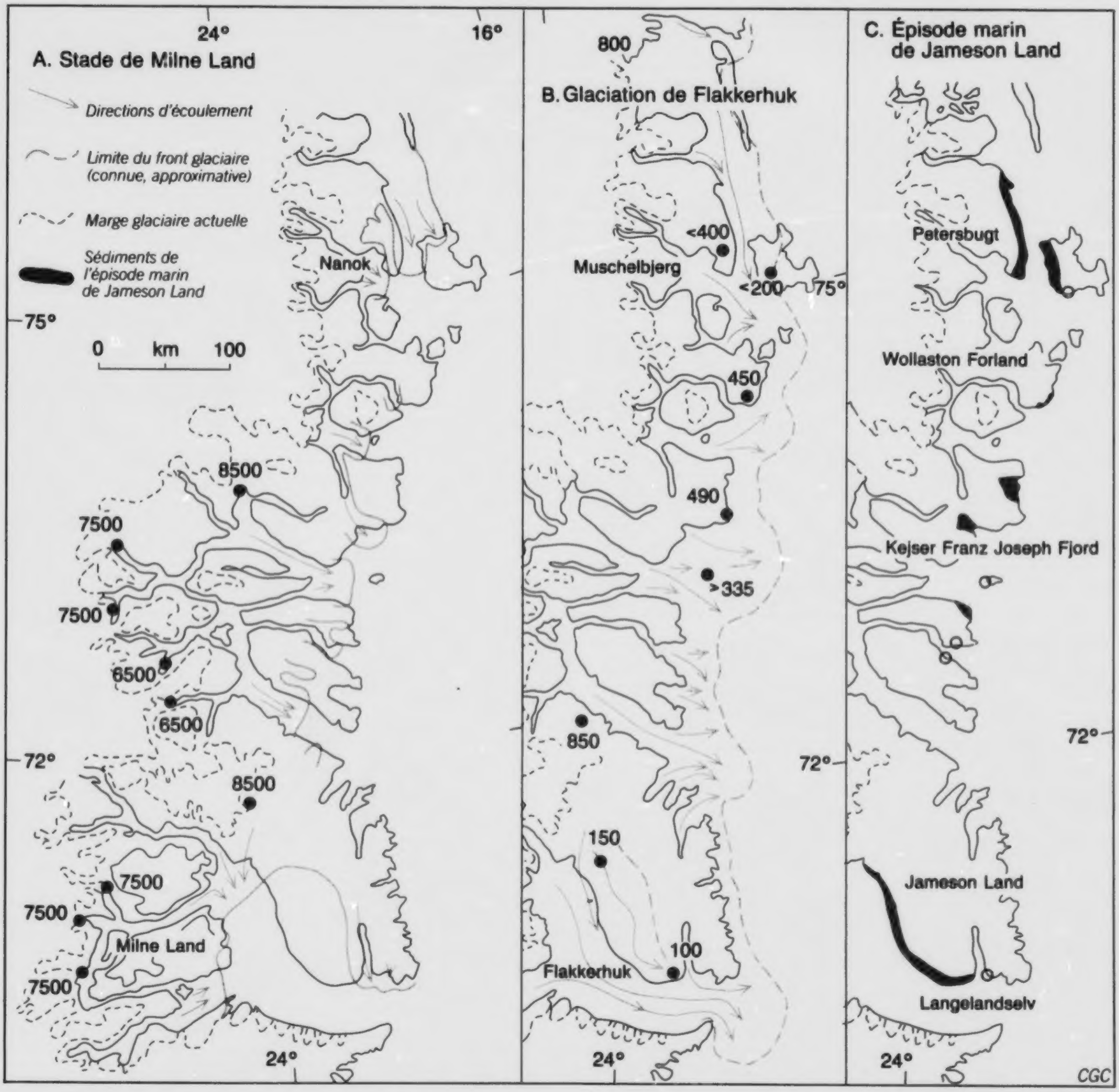


Figure 13-18. Glaciation ancienne et actuelle dans la région des fjords du Groenland oriental. A. Limites glaciaires reconnues pour le stade de Milne Land (10 ka), directions d'écoulement glaciaire et âges minimaux (en années ^{14}C) de la déglaciation de sites tout près de la marge glaciaire actuelle. Références: Funder et Hjort, 1978; Hjort, 1979; S. funder, données inédites. B. Schéma théorique de la glaciation de Flakkerhuk (vers 14 ka): les limites glaciaires, les principales directions d'écoulement et l'épaisseur des glaces (altitude en mètres) sont fondées entièrement sur des observations en milieu terrestre. Références: Hjort, 1981a; Funder, 1984. Les altitudes de la surface sont établies d'après les limites des zones d'altération proposées dans les études régionales. C. Aires d'affleurement des sédiments déposés durant l'épisode marin de Jameson Land (Wisconsinien inférieur et moyen). Les cercles rouges indiquent les sites où le till plus récent contient des coquilles remaniées de ces sédiments marins. Référence: Funder, 1984.

Épisode marin de Jameson Land. Les épaisses séquences de sédiments marins et deltaïques qui constituent les sédiments marins de Jameson Land, dont nous avons déjà parlé, sont présents à l'embouchure des principaux systèmes de fjords (fig. 13-18); d'après les rapports d'acides aminés, tous les sédiments marins sous-jacents au till ont été déposés durant la même période non glaciaire (fig. 13-15; Funder, 1984), postérieure au dernier interglaciaire. Déposés en milieu côtier déglacé, ces sédiments contiennent une faune malacologique éparse (voir *Paléofaunes et paléoflores*). Cependant, malgré l'absence de glaciers dans les larges fjords externes, la présence de ces dépôts marins jusqu'à une altitude de 100 m indique que la région avait subi une subsidence isostatique et que des glaces s'étaient accumulées ou s'accumulaient encore dans la région continentale adjacente. Les sédiments du sommet de la séquence marine sont généralement érodés, de sorte que l'âge de la fin de l'épisode marin est inconnu; les âges ^{14}C et les rapports d'acides aminés suggèrent que la sédimentation s'est poursuivie jusqu'à 40 ka, et même plus tardivement.

Glaciation de Flakkerhuk. La glaciation de Flakkerhuk au Wisconsinien supérieur est mise en évidence dans les parties côtières des vastes fjords externes, où un till relativement frais, continu par endroits, s'étend à flanc de montagne. En outre, des formes de décrépitude glaciaire, telles que kames, modelés à kames et kettles et chenaux d'eaux de fonte, témoignent d'une avancée glaciaire majeure dans les fjords. Les dépôts de l'épisode marin précédent, celui de Jameson Land, ont été surmontés par cette avancée glaciaire, et dans certains cas plissés et faillés (Funder et Petersen, 1980; Funder, 1982a).

La figure 13-18 est une reconstitution proposée de la marge de l'inlandsis au nord de Scoresby Sund lors de la glaciation de Flakkerhuk. À cause de l'éparpillement des formes glaciaires sur lesquelles est fondé ce genre de reconstitution, à savoir les moraines et plaines d'épandage, il a fallu s'appuyer sur des repères moins fiables, comme la limite supérieure du till, les stries glaciaires et les différences d'altération, en s'aidant de son imagination. Si la position exacte de la marge glaciaire est hypothétique en partie, il n'en demeure pas moins évident que les bassins des fjords externes étaient occupés par des langues glaciaires peu épaisses, à profil surbaissé. Dans le Scoresby Sund, la surface du glacier ne s'inclinait que de 100 m sur une distance de 125 km, ce qui suggère que le glacier flottait, sans exclure pour autant la possibilité que la marge glaciaire ait été ancrée sur la plate-forme continentale. Dans les fjords plus au nord, la glace était un peu plus épaisse. La limite proposée ici diffère légèrement de celle proposée par Hjort et Björck (1984): elle suppose la formation d'une plate-forme glaciaire qui s'étendait vers la mer en prenant appui sur une chaîne d'îles, dans le Hochstetter Forland, au nord.

L'absence, dans les régions intérieures, de formes ou de dépôts pouvant être rattachés à cette phase glaciaire suggère que la glace n'y était pas beaucoup plus épaisse que durant le stade subséquent de Milne Land.

L'âge exact de la glaciation de Flakkerhuk demeure incertain. Ce qui est sûr cependant, c'est qu'elle est postérieure à l'épisode marin de Jameson Land, mais antérieure au stade de Milne Land. Ici, elle est provisoirement attribuée au Wisconsinien supérieur.

Stade de Milne Land. Peu après l'épisode de retrait ayant succédé à la glaciation de Flakkerhuk, les langues glaciaires ont connu une nouvelle poussée dans les fjords et vallées. Au cours de cette phase, appelée « stade de Milne Land », les langues glaciaires n'ont pas envahi complètement les larges fjords externes, se terminant plutôt par des fronts de vêlage à la confluence des fjords encaissés de l'intérieur et des fjords côtiers (fig. 13-18). Cette réavancée glaciaire est mise en évidence par des moraines latérales bien préservées et des plaines d'épandage fuvio-glaciaire. Dans la région du Scoresby Sund, au sud, et dans la Hochstetter Forland, au nord, les moraines sont bien évidentes et elles sont groupées en séries, ce qui indique que ce stade a été marqué par de petites fluctuations glaciaires (Sugden et John, 1965; Funder, 1978a; Hjort, 1979, 1981a). Dans toute la région, des corrélations ont pu être établies par la datation au ^{14}C de mollusques marins provenant de dépôts contemporains des moraines ou encore de dépôts postérieurs. Hjort (1979, 1981a) a montré que les moraines les plus anciennes s'étaient formées vers 10,3 ka partout dans la région, et les plus récentes autour de 9,5 ka. Funder et Hjort (1973) ont attribué cette réavancée glaciaire à une augmentation des précipitations.

Holocène. Après le stade de Milne Land, les émissaires de l'inlandsis se sont retirés rapidement des fjords et des vallées. Ce retrait a cependant été entrecoupé de courtes haltes et peut-être même d'une réavancée mineure, comme en témoignent les terrasses de kame et les moraines latérales formées le long des fjords, et les moraines frontales de certaines vallées. Ces formes du relief se sont édifiées de préférence aux points de jonction des fjords ou dans des tournants brusques, ou encore à des ruptures de pente; leur position dans le paysage, de même que l'absence de synchronisme entre fjords voisins, indiquent que les haltes glaciaires sont davantage attribuables à l'interaction des glaciers et de la topographie sous-glaciaire qu'à des fluctuations climatiques (par ex. Funder, 1978a). Les différences de taux de retrait dans les fjords s'expliquent probablement par la topographie; ces taux varient en moyenne de 20 à 40 m/a dans la région de Scoresby durant la période comprise entre 9,5 et 7 ka (Funder, 1972b).

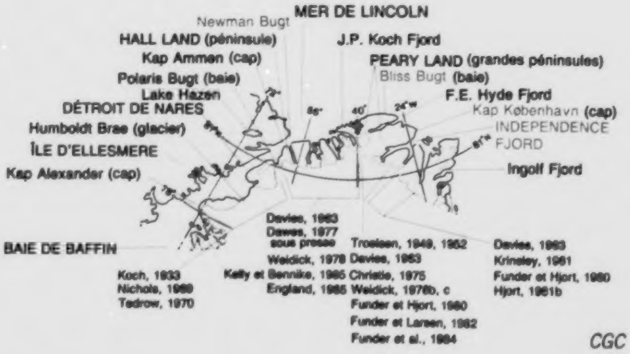


Figure 13-19. Études régionales sur le Quaternaire du Groenland septentrional, et noms de lieux mentionnés dans le texte. Les noms en rouge sont ceux utilisés dans la nomenclature stratigraphique.

Après environ 7 ka, les glaciers ont dû se retirer en deça de leurs marges actuelles, puisque des sédiments marins de l'Holocène moyen sont actuellement chevauchés par les fronts glaciaires (Hjort et Funder, 1974).

À quelque distance devant les glaciers de vallée et de fjord, des moraines fraîches et sans végétation marquent le maximum glaciaire de la fin de l'Holocène dans la région. Ahlmann (1941) a résumé les premières observations faites au sujet de ces moraines; une comparaison avec d'autres régions de l'Atlantique-Nord lui a fait conclure que les moraines s'étaient formées entre 1750 et 1850. Pert (1971) est arrivé à une conclusion similaire dans le cas de certains glaciers de Stauning Alper (72°N).

LE QUATERNAIRE DU GROENLAND SEPTENTRIONAL

S. Funder

Topographie, drainage et glaciation

Le Groenland septentrional s'étend du fjord Ingolf (80°N) à l'est, au Kap Alexander (78°N) à l'ouest (fig. 13-19). Il englobe quelques- unes des plus vastes étendues de territoire non englacé du Groenland. Il s'étend sur 1 200 km d'est en ouest, et sur 500 km du nord au sud et il inclut le territoire le plus septentrional (83° 40′N) de l'hémisphère nord.

Une étude physiographique générale de cette région éloignée a été réalisée par Koch (1928a) et Davies (1972). La topographie est très variée, mais on peut néanmoins distinguer deux grands types de paysages: les hauts plateaux disséqués et les hautes montagnes. Leur répartition est contrôlée par la géologie du substratum rocheux. Les hauts plateaux reposent sur des roches sédimentaires non déformées du Protérozoïque et du Paléozoïque (fig. 13-1) et occupent la bordure méridionale de la région. Hauts de moins de 1 000 m, ils sont entaillés de nombreuses vallées en U, en particulier dans la Peary Land. Quant aux hautes montagnes, elles sont édifiées sur les turbidites faiblement métamorphisées de la zone orogénique du Groenland septentrional qui longe la côte de l'océan Arctique; les sommets dépassent rarement 2 000 m et sont coiffés de nombreux petits glaciers et petites calottes glaciaires.

À ce schéma sommaire, on peut ajouter un troisième type de relief particulier au Groenland septentrional. Il s'agit d'une plaine côtière large de 2 à 10 km qui s'allonge au nord et à l'est de la Peary Land sur une distance de 250 km et que recouvrent des sédiments glacigéniques et marins du Quaternaire.

La région est découpée par des fjords dont certains comptent parmi les plus larges et les plus longs du Groenland. Ils débouchent dans l'océan Arctique et le détroit de Nares, dans une direction généralement perpendiculaire au trait de côte actuel. Ils ont tous à leur tête des langues glaciaires par lesquelles est évacuée une partie importante de l'inlandsis (Reeh, 1989). Le plus imposant de ces émissaires, le glacier de Humboldt (Humboldt Gletscher), a presque 100 km de largeur. Cependant, ces langues glaciaires ne sont pas très actives, les taux d'accumulation et d'ablation dans cette partie de l'inlandsis étant très faibles (Reeh, 1989).

Funder, S.
1989: Le Quaternaire du Groenland septentrional. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 13, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Le Groenland septentrional se distingue des régions occidentales et orientales par le fait que les marques d'érosion glaciaire sont restreintes aux fjords et aux vallées et que l'érosion glaciaire du type décapage aréolaire est presque inexistante (fig. 13-2). Les glaces dans cette région devaient donc être inertes et froides, comme c'est le cas aujourd'hui.

Études sur le Quaternaire

Le Groenland septentrional est très difficile d'accès, et c'est pourquoi le Quaternaire est mal connu dans certains secteurs. Des expéditions scientifiques et des équipes d'exploration y ont travaillé dès le milieu du XIX[e] siècle; les secteurs est et nord furent d'abord connus par les voyages de Robert Peary et par une expédition danoise au début du siècle. Les premières études géologiques réalisées dans une perspective régionale sont l'œuvre de Koch (1920, 1928a,b), qui a parcouru la région d'ouest en est en traîneau à chiens, en 1921 et 1922.

Depuis 1947, les « Expéditions danoises en terre de Peary » ont effectué des travaux intermittents dans la région, en particulier dans l'arrière-pays de l'Independance Fjord, s'intéressant à un large éventail de sciences naturelles, surtout l'archéologie.

Jusque dans les années 50, les équipes se déplaçaient en traîneaux à chiens durant la saison des neiges; les possibilités d'observations sur le Quaternaire étaient donc limitées. C'est alors que les militaires américains ont introduit l'usage de l'hélicoptère dans les levés géologiques (par ex. Davies, 1972). En 1978, la Commission géologique du Groenland a lancé un vaste projet comprenant notamment la cartographie de la géologie du Quaternaire. Au moment d'écrire ces lignes, une bonne partie de l'information issue de ces travaux récents n'était disponible que dans les rapports publiés par la Commission géologique du Groenland. On trouvera à la figure 13-19 une liste d'études régionales sur le Quaternaire.

Nature et distribution des dépôts et formes quaternaires

De façon générale, le Groenland septentrional a été moins affecté par l'érosion glaciaire que d'autres parties du Groenland, et c'est pourquoi d'épaisses et vastes accumulations de sédiments quaternaires y sont à ce point préservées. Ces dépôts sont présents le long des fjords et des côtes de même que dans les principales vallées, mais ils sont particulièrement abondants sur la plaine côtière du nord-est et à l'embouchure des grands fjords de la Peary Land.

Till. Comme ailleurs au Groenland, les placages de till sableux grossier et les erratiques glaciaires épars sont omniprésents. Le till forme une couverture continue au sud de l'Independence Fjord et le long des côtes nord et est (Davies, 1972; Dawes, 1987). Il est constitué de diamicton à matrice argilo-sableuse et son épaisseur atteint 2 m; il présente une surface adoucie et peut recouvrir des étendues de plusieurs centaines de kilomètres carrés et ce, jusqu'à des altitudes de 400 m. D'après son aspect et sa composition, il est interprété comme étant un till de fond, type de faciès rare ailleurs au Groenland.

Éléments figurés du till et transport glaciaire. La dispersion des blocs erratiques suggère que l'écoulement glaciaire au cours du Quaternaire a emprunté des directions plus complexes que partout ailleurs au Groenland.

Comme le signale Koch (1928b), le maximum d'extension de l'inlandsis est attesté par plusieurs types d'erratiques, notamment un granite rouge qui affleure à la périphérie de l'inlandsis ou sous la marge glaciaire, plus au sud. Les blocs sont dispersés sur les hauts plateaux et les côtes externes dans la majeure partie de la région, de même que sur des parties adjacentes de l'île d'Ellesmere dans l'Arctique canadien (Christie, 1967). Koch a cependant constaté l'absence de ces erratiques dans la Peary Land, où une calotte glaciaire locale s'interposait devant l'inlandsis; cette observation est corroborée par Troelsen (1952), Davies (1963) et Christie (1975), selon lesquels les erratiques longeant l'Independence Fjord s'arrêtent environ 30 km au nord de la côte septentrionale du fjord, dans la Peary Land.

Si la plupart des erratiques observés dans le nord et l'est de la Peary Land peuvent être attribués à des sources locales, d'autres, en revanche, ont une tout autre origine. Il en est ainsi des blocs de granite et de gneiss dispersés sur la plaine côtière du nord-est de la Peary Land (Koch, 1928b; Dawes, 1970). Dawes (1986), qui en a fait récemment une description détaillée, est d'avis qu'ils pourraient provenir de la partie sud du Groenland septentrional, à 200 ou 300 km au sud-est, ou encore du nord de l'île d'Ellesmere, deux fois plus loin au sud-ouest. L'une et l'autre hypothèse ont un impact considérable sur les concepts relatifs aux paléorégimes glaciaires sur les côtes de l'océan Arctique; aussi d'autres études s'imposent-elles dans cette région éloignée. Entre temps, l'auteur adoptera la voie de la prudence et retiendra l'hypothèse d'une origine méridionale, jugeant que ces erratiques cristallins ont pu être dispersés à une époque où l'inlandsis avait envahi l'ensemble de la région et être subséquemment évacués ou enfouis lors d'une glaciation locale. En outre, dans les îlots au large de la côte nord de la Peary Land, les erratiques contiennent une abondance de roches volcaniques acides, alors que ce type de roche est extrêmement rare dans les zones côtières adjacentes. La source de ces erratiques est vraisemblablement située sur la côte, 100 km à l'ouest, ce qui suggère un écoulement glaciaire majeur le long du littoral nord de la Peary Land (Funder et Larsen, 1982).

Moraines. Les côtes des fjords et les principales vallées regorgent de moraines latérales et terminales, présumément déposées durant de brèves haltes ou réavancées glaciaires au cours de l'Holocène.

Dans les basses terres centrales de la Hall Land, de grosses moraines latérales atteignant localement 1 km de largeur ont été mises en place au-dessous et au-dessus du niveau marin. Elles présentent d'importantes différences de fraîcheur, et leur signification stratigraphique est encore vivement débattue (par ex. Koch, 1928a; Davies, 1972; England, 1985; Kelly et Bennike, 1985; Dawes, 1987; Bennike et al., 1987).

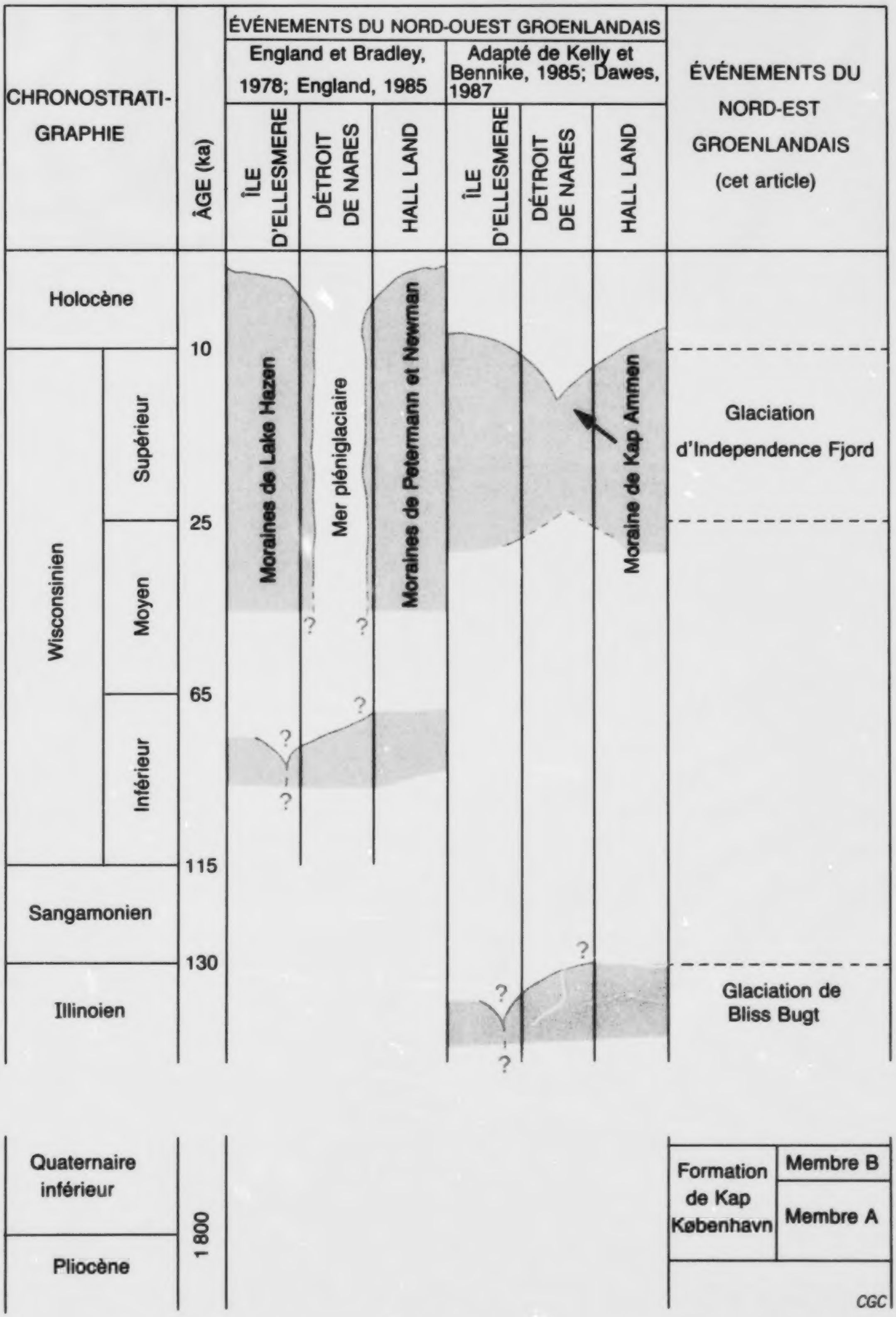
Le Groenland septentrional se caractérise également par la présence de fragments de moraines et de chenaux juxtaglaciaires à flanc de montagne sur les côtes externes. Ces formes sont particulièrement fréquentes dans la plaine côtière du nord de la Peary Land (Davies, 1963; Funder et Larsen, 1982). Elles mettent en évidence un écoulement glaciaire vers l'est le long des côtes externes, de même que l'exsitence de plates-formes glaciaires sur les côtes de l'océan Arctique.

Déformations glacitectoniques. Du côté nord de l'embouchure de l'Independence Fjord, les plaines côtières sont constituées de crêtes qui ont jusqu'à 15 km de longueur et 150 m de hauteur et qui décrivent de grands arcs de cercle le long du fjord. Koch (1928a, b), Troelsen (1952) et Davies (1963) les avaient interprétées comme étant des moraines terminales. Or, ces crêtes sont composées non pas de till, mais de sédiments marins de la Formation de Kap København (Quaternaire inférieur). Les structures de déformation montrent que ces sédiments ont été disloqués puis surmontées par un glacier provenant de l'Independance Fjord. Ce ne sont donc pas des moraines frontales; il s'agit plutôt de crêtes formées par des écailles glacitectoniques dont l'épaisseur atteint 100 m (Funder et al., 1984). Ce paysage, unique au Groenland, s'étend sur une superficie d'environ 1 000 km^2 et doit probablement son existence au lithofaciès particulier des sédiments de la Formation de Kap København.

Dépôts glaciolacustres, fluvioglaciaires et fluviatiles. Les dépôts glaciolacustres semblent plus abondants dans cette région que partout ailleurs au Groenland. Ils sont présents à l'embouchure des vallées et dans les basses terres entre les fjords, où se sont formés de vastes lacs de barrage glaciaire. Il en existe aussi sur la plaine côtière, dans le nord de la Peary Land, où des lacs de barrage glaciaire se sont formés en marge des glaciers longeant la côte (Koch, 1928a; Davies, 1963; Kelly et Bennike, 1985). Le plus vaste bassin glaciolacustre occupait le centre de la Hall Land (Koch, 1928a; Kelly et Bennike, 1985; Dawes, 1987), tandis que d'autres grands lacs s'étaient aussi formés dans les régions sud-est (Davies, 1963; Krinsley, 1961). Ces lacs de barrage glaciaire ont probablement existé durant la dernière glaciation et durant la déglaciation subséquente. Les sédiments ont jusqu'à 50 m d'épaisseur et comprennent des sables et des silts laminés parfois granoclassés ou avec rides migratoires et incluant d'épais lits diamictiques à l'occasion. À basse altitude, ces dépôts sont surmontés localement de sédiments marins et, à plus haute altitude, ils sont fréquemment recouverts de dépôts fluvioglaciaires ou de till.

Les dépôts fluvioglaciaires et fluviatiles forment des plaines d'épandage et des nappes fluvioglaciaires au fond des vallées; sur les versants des principales vallées s'étagent plusieurs générations de terrasses. Des terrasses de kame associées à des moraines latérales sont posées sur les flancs des vallées, et les kames sont fréquents au fond des vallées. Les kames les plus gros se trouvent sur les plaines de till décrites ci-dessus, formant parfois d'étroits plateaux de 10 km sur 1 km qui s'élèvent à plus de 100 m au-dessus du paysage, comme à l'embouchure du F.E. Hyde Fjord. D'autres gros kames se dressent sur la plaine côtière du nord de la Peary Land et au large des côtes où ils forment des îles (Funder et Larsen, 1982); ils se sont probablement formés dans des systèmes de crevasses à la confluence de grandes langues glaciaires et de tributaires plus petits.

Figure 13-20. Stratigraphie des événements glaciaires du Groenland septentrional, montrant aussi les deux modèles d'englacement du détroit de Nares. Les zones tramées en rouge représentent les épisodes d'englacement.


CHRONOSTRATI-GRAPHIE
ÂGE (ka)
ÉVÉNEMENTS DU NORD-OUEST GROENLANDAIS
England et Bradley, 1978; England, 1985
Adapté de Kelly et Bennike, 1985; Dawes, 1987
ÎLE D'ELLESMERE
DÉTROIT DE NARES
HALL LAND
ÎLE D'ELLESMERE
DÉTROIT DE NARES
HALL LAND
ÉVÉNEMENTS DU NORD-EST GROENLANDAIS (cet article)
Holocène
Wisconsinien
Supérieur
Moyen
Inférieur
Sangamonien
Illinoien
Quaternaire inférieur
Pliocène
10
25
65
115
130
1 800
Moraines de Lake Hazen
Mer pléniglaciaire
Moraines de Petermann et Newman
Morsine de Kap Ammen
Glaciation d'Independence Fjord
Glaciation de Bliss Bugt
Formation de Kap København
Membre B
Membre A
CGC

Dépôts marins. Dans cette région, comme ailleurs au Groenland, les dépôts marins sont constitués de silts laminés ou massifs et de sables et graviers associés à des deltas ou plages soulevés. Actuellement, au nord à tout le moins, les côtes sont figées dans les glaces en permanence, et elles sont complètement dépourvues de plages formées de sédiments grossiers. À plus haute altitude, cependant, des levées de plage constituées de graviers et de galets suggèrent que l'environnement glaciel s'est modifié dans l'océan Arctique au cours de l'Holocène, d'autant plus que les plages soulevées contiennent du bois flotté venant de l'extérieur du Groenland (par ex. Fredskild, 1969; Stewart et England, 1983; England et Bednarski, 1989). La plus forte concentration de levées de plage est située sur la plaine côtière, dans l'est de la Peary Land, et s'élève jusqu'à 60 m d'altitude.

La radiodatation des coquilles de mollusques présentes dans les sédiments marins révèle que les assemblages sont en majeure partie d'âge holocène, et que les assemblages plus anciens se trouvent surtout à proximité des côtes externes. En particulier, les sédiments marins très anciens de la Formation de Kap København (Pliocène supérieur-Quaternaire inférieur) affleurent dans un paysage de collines à l'embouchure de l'Independence Fjord (voir ci-dessous).

Formes périglaciaires et éoliennes. Le Groenland septentrional se trouve à l'intérieur de la zone de pergélisol continu; des structures de cryoturbation et des polygones de fentes de gel y sont omniprésentes. Dans les régions côtières humides, des nappes et des lobes de solifluxion occupent parfois de vastes étendues, en particulier sur les surfaces constituées de sédiments marins silteux et de till (par ex. Nichols, 1969). À l'intérieur des terres, où le climat est plus sec, la solifluxion est peu fréquente; des fentes de gel, souvent bordées de crêtes qui atteignent 1 m de hauteur (Nichols, 1969), sont présentes non seulement dans les dépôts meubles du Quaternaire, mais aussi dans la roche carbonatée sous-jacente (Davies, 1961). Sous ces climats secs se sont formés des polygones de coins de sable et des glaciers rocheux (Bennike, 1987). Quelques pingos seulement ont été observés à deux endroits dans la Peary Land, et encore étaient-ils effondrés (Bennike, 1983a). Dans toutes les zones, les processus thermokarstiques ont entraîné le bossellement de la surface des sédiments fluviatiles et marins.

Les accumulations de sédiments éoliens sont peu fréquentes. Par contre, les formes de déflation, avec cailloux éolisés, occupent des terrasses fluviales dans les zones intérieures au climat sec (par ex. Troelsen, 1949; Fristrup, 1952; Nichols, 1969; Bennike, 1987).

Séquence des événements

Comme c'est le cas dans d'autres régions, le Groenland septentrional manque de grandes coupes stratigraphiques; il faut donc, pour reconstituer la séquence des événements quaternaires, superposer plusieurs coupes couvrant de courtes périodes. Ces coupes sont datées et mises en corrélation par datation au ^{14}C, aminochronologie ou corrélation biostratigraphique (fig. 13-20).

La stratigraphie se divise en deux séquences bien distinctes: celle de la transition Pliocène-Pléistocène et celle du Quaternaire supérieur. Des analyses aminochronologiques préliminaires indiquent que les dépôts marins sur la plaine côtière du nord et de l'est de la Peary Land pourraient se situer entre ces deux extrêmes, mais les observations de terrain sont encore trop peu nombreuses pour permettre une discussion éclairée.

La distribution temporelle des âges dans cette région, établie d'après 197 datations au ^{14}C, est comparable à

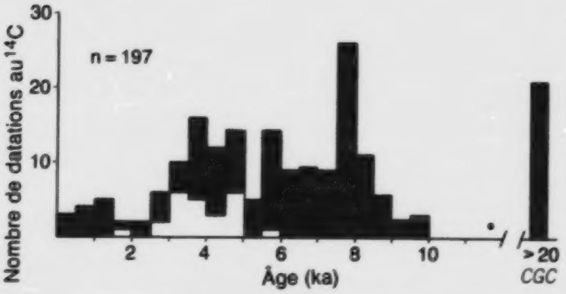


Figure 13-21. Histogramme de fréquence des âges ^{14}C obtenus au Groenland septentrional, datations archéologiques comprises. Les colonnes en grisé représentent des âges obtenus principalement sur des coquilles bivalves, mais aussi sur du gyttia, de la tourbe, du bois et des ossements; les colonnes sans trame représentent des âges mesurés sur du bois flotté. Tous les âges mesurés sur des matériaux marins sont corrigés pour l'effet de réservoir (Funder, 1982b). Les données proviennent des listes de datations publiées dans les rapports de la Commission géologique du Groenland, dans le périodique Radiocarbon ou dans d'autres documents.

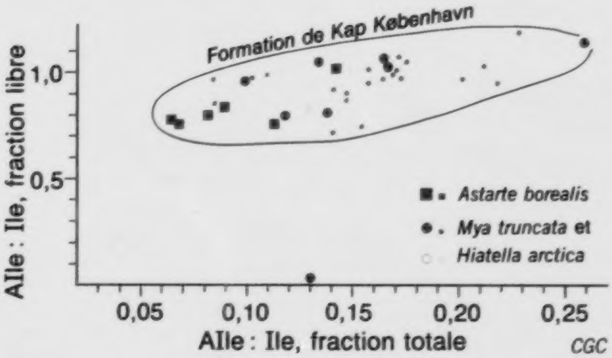


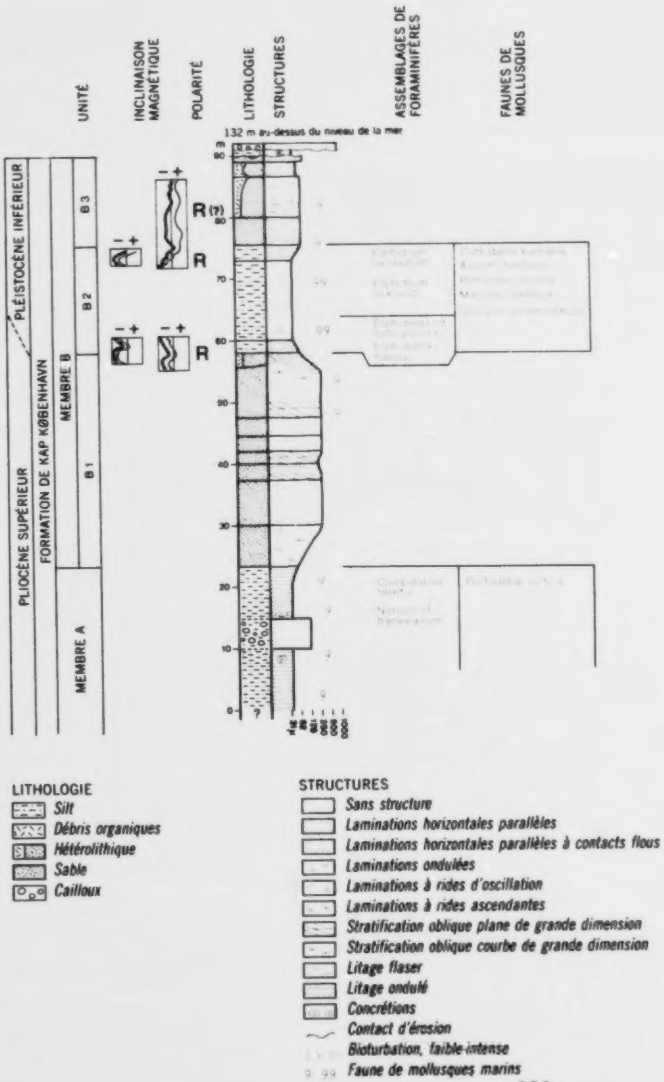
Figure 13-22. Diagramme des rapports d'acides aminés mesurés sur des coquilles de *Mya truncata* et *Hiatella arctica* (cercles) et d'*Astarte borealis* (carrés) provenant du Groenland septentrional. Un facteur de correction de 0,66 a été appliqué aux rapports de la fraction totale obtenus avant 1982 pour tenir compte du fractionnement en laboratoire (symboles vides); les mesures plus récentes (symboles pleins) n'ont subi aucune correction. Les gros symboles désignent les valeurs moyennes de plusieurs coquilles provenant d'un même échantillon prélevé in situ; les petits symboles représentent des mesures uniques obtenues sur des coquilles prélevées en surface. Les échantillons placés sur l'abscisse étaient de taille insuffisante pour que les rapports d'acides aminés de la fraction libre puissent être mesurés. Références: Funder et al., 1985; S. Funder, données inédites.

celle des autres régions du Groenland (fig. 13-21). Les âges ont été déterminés principalement sur des coquilles de mollusques, quoique le bois flotté soit un matériau très utilisé dans cette région, en particulier dans le cadre des études archéologiques. Nous verrons la signification paléo-océanographique de ces âges dans la partie consacrée aux paléoclimats du Quaternaire.

La figure 3-22 montre les résultats de l'analyse aminochronologique de 25 échantillons de coquilles de mollusques. Cette méthode de datation a joué un rôle important dans la corrélation des affleurements de la Formation de Kap Kφbenhavn. Dans le cas des échantillons de cette formation ancienne, les données ont une résolution temporelle beaucoup plus faible lorsque l'analyse aminochronologique porte sur la fraction totale des acides aminés que lorsqu'elle considère uniquement la fraction libre.

Formation de Kap Kφbenhavn

La Formation de Kap Kφbenhavn affleure dans l'est de la Peary Land; elle consiste en une séquence de sables et silts marins non consolidés dont l'épaisseur dépasse la centaine de mètres. En raison de son âge, elle donne une idée des paléo-environnements du Groenland à la veille de l'âge glaciaire (fig. 13-23). Les sédiments forment un modelé glacitectonique particulier qui a d'ailleurs été décrit ci-dessus. Ils ont été datés au moyen de diverses méthodes; la plus fiable d'entre elles, l'analyse biostratigraphique des foraminifères, indique que l'unité date du Pliocène supérieur-Pléistocène inférieur (Funder et al., 1985). En outre, des études magnétostratigraphiques exécutées dans le membre B ont mis en évidence une inversion de polarité, mise en corrélation partielle avec l'époque inverse de Matuyama (Abrahamsen et Marcussen, 1986).



CGC

Figure 13-23. Paléomagnétisme, stratigraphie, lithologie et faunes marines de la Formation de Kap Kφbenhavn (tiré de Funder et al., 1985).

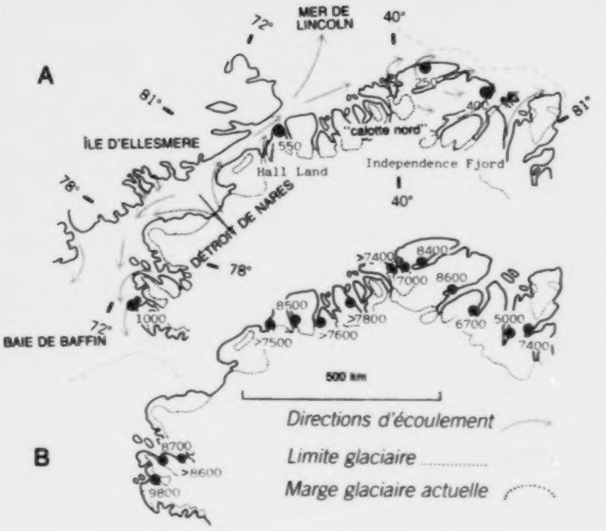


Figure 13-24. Glaciation ancienne et actuelle au Groenland septentrional. A. Schéma théorique de la glaciation d'Independence Fjord (Wisconsinien supérieur): les limites glaciaires proposées, les principales directions d'écoulement glaciaire et les altitudes de la surface de l'inlandsis (en mètres) sont fondées entièrement sur des observations en milieu terrestre. Références: Blake, 1977; Funder et Hjort, 1980; Funder et Larsen, 1982; Christie, 1983; Reeh, 1984; Kelly et Bennike, 1985. B. Âges de la déglaciation dans les fjords intérieurs. Références: datations au ^{14}C publiées par Weidick, 1972a, 1973, 1978; Funder, 1982b; Kelly et Bennike, 1985; Fredskild, 1985b.

La présence de faunes marines du Haut-Arctique et de poches de diamicton silteux parsemées de gros blocs rocheux laisse supposer que les couches inférieures de la séquence (Pliocène supérieur) ont été déposées dans un environnement arctique où dérivaient des icebergs chargés de débris (Funder et al., 1984). Avec les indices fournis par la Formation de Lodin Elv du Groenland oriental, qui est du même âge, ces observations constituent l'indice le plus ancien témoignant de la présence de glaciers sur la terre ferme au Groenland. Après cette période, le climat s'est refroidi, et s'est alors installée dans la Peary Land une toundra forestière, mise en évidence par la présence de troncs, de branches, de brindilles, d'aiguilles et de cônes dans les sédiments (voir plus bas la partie sur les paléoflores). Une extrapolation fondée sur les données climatiques suggère que l'inlandsis n'existait pas encore à cette époque.

Les sédiments marins ont par la suite été recouverts par des glaces. Certains sédiments, présents à d'autres sites le long de l'Independence Fjord, sont peut-être corrélatifs de la Formation de Kap København (Funder et al., 1984); d'autres localités contenant du bois dont l'âge ^{14}C est non significatif pourraient également appartenir à la même période (Weidick, 1978; Jespsen, 1982).

Glaciation de Bliss Bugt. La plupart des chercheurs ayant poursuivi des travaux dans la région ont distingué deux glaciations majeures, en se fondant sur l'altération des matériaux et sur la dispersion des erratiques glaciaires. Durant la première et la plus étendue de ces glaciations, l'inlandsis a traversé le détroit de Nares à l'ouest pour envahir les zones côtières de l'île d'Ellesmere jusqu'à une altitude de 600 m (Christie, 1967). Cet événement n'est pas encore daté avec précision. Dans l'île d'Ellesmere, il est antérieur à l'avancée maximale des glaces locales, celle-ci ayant été provisoirement datée à plus de 80 ka sur la foi des rapports d'acides aminés (England et Bradley, 1978; England et Bednarski, 1989). Selon Kelly et Bennike (1985), cette glaciation est probablement antérieure au dernier interglaciaire.

Dans le nord-est, les traces d'une glaciation de grande extension sont plutôt rares; cependant, comme nous l'avons dit précédemment, la présence d'erratiques cristallins dispersés sur la côte nord de la Peary Land pourrait signifer que l'inlandsis a jadis franchi la chaîne montagneuse du Groenland septentrional pour atteindre l'océan Arctique. Cet événement encore hypothétique est appelé ici « glaciation de Bliss Bugt » et provisoirement mis en corrélation avec le maximum d'extension de l'inlandsis dans l'ouest, lequel a précédé de peu le dernier interglaciaire.

Glaciation d'Independence Fjord. Durant la seconde des deux glaciations reconnues dans la région, l'inlandsis était plus mince et l'écoulement glaciaire était contrôlé par le relief. Cependant, l'extension et la chronologie de cette glaciation, en particulier dans la région du détroit de Nares, sont encore des sujets de controverse. Paterson (1977) a dressé un bilan exhaustif des théories en présence et des preuves recueillies sur le terrain à leur appui; mais, malgré le travail considérable accompli dans la région depuis lors, la controverse subsiste toujours. L'objet du désaccord, c'est d'abord l'extension de l'inlandsis du Groenland au Wisconsinien moyen et supérieur et à l'Holocène, puis l'extension de la couverture glaciaire dans l'Arctique canadien. La figure 13-20 illustre schématiquement les deux points de vue.

Une des écoles soutient que les marges de l'inlandsis, qui étaient à peine plus avancées qu'elles ne le sont actuellement, sont demeurées stationnaires pendant une période qui a commencé un peu avant 35 ka pour se terminer vers 8 ka; le détroit de Nares était alors un couloir libre de glace, partiellement occupé par une mer pléniglaciaire (England et Bradley, 1978; England, 1982, 1983, 1985; England et Bednarski, 1989). Ce point de vue est contesté par un autre groupe de chercheurs selon lesquels le détroit de Nares, au Wisconsinien supérieur, était recouvert d'une langue glaciaire de plus de 500 m d'épaisseur qui était alimentée à la fois de l'île d'Ellesmere et du Groenland et qui se déversait vers le nord dans la mer de Lincoln et vers le sud dans la baie de Baffin (fig. 13-24). Sa désagrégation se serait amorcée avant 10 ka. Cette théorie est corroborée sous certains aspects par des observations publiées récemment par Blake (1977), Weidick (1978), Christie (1983), Kelly et Bennike (1985), Dawes (sous presse) et Bennike et al. (1987); de plus, elle a été retenue aux fins de modélisation de l'inlandsis (Reeh, 1984). England (1983), n'ayant pu trouver de traces du glacier du détroit de Nares dans l'île d'Ellesmere, a invoqué, à l'encontre de son existence, la stabilité apparente du niveau relatif de la mer à l'époque où la langue glaciaire se serait supposément désagrégée, de même que l'absence de moraines ou de till pouvant être associés sans ambiguïté à un lobe glaciaire du Wisconsinien supérieur. Des données recueillies dans la Hall Land

ont été utilisées pour élucider les événements du nord de l'île d'Ellesmere au Wisconsinien supérieur (England, 1985), mais Bennike et al. (1987) contestent l'interprétation qui en est faite.

Il n'entre pas dans le propos de ce chapitre de débattre ces deux théories. Néanmoins, la nature des modelés glaciaires longeant la côte groenlandaise du détroit de Nares, surtout au sud, et l'absence de datations absolues relatives à la supposée « mer pléniglaciaire » (voir fig. 13-21) sembleraient soutenir la thèse d'une langue glaciaire dans le détroit de Nares au Wisconsinien supérieur.

Dans le nord-est du Groenland, une phase récente de glaciation majeure est mise en évidence par des moraines et des dépôts fluvioglaciaires qui s'étalent à flanc de montagne le long des côtes externes, jusqu'à 500 m d'altitude. Ces dépôts indiquent que des plates-formes glaciaires ont existé en bordure de l'océan Arctique et qu'elles étaient alimentées par des glaciers émissaires occupant les fjords et les vallées. Cet événement sera ici appelé « glaciation d'Independence Fjord », du nom du grand fjord qui marque la limite d'extension septentrionale de l'inlandsis. Sur les montagnes de la Peary Land, au nord, existait à la même époque une calotte glaciaire autonome, connue sous le nom de « calotte Nord » (par ex. Weidick, 1976b,c). La glaciation d'Independence Fjord a précédé la transgression marine de l'Holocène inférieur et est provisoirement attribuée au Wisconsinien supérieur (fig. 13-20).

Il semble bien, d'après les observations, que le Groenland septentrional était recouvert de glaces assez minces au cours du Wisconsinien supérieur et que ses côtes, en particulier au nord-est, étaient recouvertes de vastes plates-formes glaciaires (fig. 13-24). Compte tenu de la dispersion des erratiques dans les îles au nord de la Peary Land, il est probable que certaines de ces plates-formes étaient peut-être vastes au point de recouvrir entièrement la mer de Lincoln entre le Canada et le Groenland (Funder et Larsen, 1982).

Holocène. Le retrait de l'inlandsis et des calottes locales, débutant vers 10 ka, a laissé de nombreuses moraines le long des fjords et des vallées. À 9 ka, l'Independence Fjord était en majeure partie déglacé (Bennike, 1987) et à 7 ka, la plupart des glaciers majeurs avaient apparemment atteint leurs dimensions actuelles (fig. 13-24). À 6 ka, les fronts de certains glaciers s'étaient retirés jusqu'à 20 km en deçà de leur position actuelle (par ex. Funder et Hjort, 1980; M. Kelly, Université de Lancaster, Angleterre, et O. Bennike, Musée géologique, Université de Copenhague, communication personnelle, 1985).

Au front des glaciers actuels, des moraines fraîches et sans végétation témoignent d'une réavancée ultérieure qui a atteint son maximum au cours des temps historiques. Elles contiennent des matières organiques remaniées dont les âges ^{14}C sont compris entre 5 et 0,2 ka (Weidick, 1976b, 1977; Hjort in Håkansson, 1982); les oscillations glaciaires des cinquante dernières années ont été étudiées par Davies et Krinsley (1961) à l'aide de vieilles cartes et, en particulier, des descriptions détaillées de Koch (1928b). Ils ont conclu que les marges glaciaires s'étaient généralement retirées au cours de cette période, et que le retrait le plus marqué a eu lieu dans le sud-ouest sous l'effet d'une diminution des précipitations.

LE QUATERNAIRE DE LA PLATE-FORME CONTINENTALE DU GROENLAND

S. Funder et H.C. Larsen

La plate-forme continentale du Groenland atteint une largeur maximale de 300 km au nord-est, et une largeur minimale de 35 km au sud. Au nord-ouest, elle rejoint la plate-forme canadienne (fig. 13-1). Malgré l'érosion glaciaire qui y a notamment creusé de profonds chenaux, la plate-forme est d'abord et avant tout une zone d'accumulation sédimentaire où existent les séquences quaternaires les plus vastes et les plus épaisses du Groenland. Les levés bathymétriques et géophysiques que l'on y fait depuis une vingtaine d'années afin d'en évaluer le potentiel halieutique et pétrolier l'ont amplement démontré. Ces travaux ont également permis d'obtenir des renseignements sur le Quaternaire dont il sera rendu compte dans la présente section du chapitre, bien que l'on pourra regretter que ces données se limitent essentiellement à la zone située au sud de 72°N. Une liste des publications pertinentes est donnée au tableau 13-3.

Nous avons déjà examiné brièvement, sous la rubrique Géologie et physiographie, le développement des plates-formes continentales avant le Quaternaire.

Morphologie générale de la plate-forme

Les figures 13-25 et 13-26 tracent un portrait physiographique général de la plate-forme continentale.

Le travail abrasif de l'inlandsis a produit à la surface du substratum des formes de relief qui ne sont pas sans rappeler des roches moutonnées; ces formes d'érosion existent surtout dans les terrains constitués de roches cristallines et de laves et elles sont particulièrement abondantes au large de la côte sud-est du Groenland où elles s'étendent parfois jusqu'à 100 km de la côte (Larsen, 1983; fig. 13-26). Au large du Groenland occidental, cette zone a une largeur de 20 à 30 km et elle comporte une fosse, parallèle à la côte, profonde d'environ 500 m. Cette fosse s'est formée à la limite entre le socle précambrien et la plate-forme sédimentaire adjacente, et son tracé est peut-être contrôlé par des failles (par ex. Holtedahl, 1970). Au large de la côte nord du Groenland oriental, la plate-forme continentale semble complètement dépourvue des traces d'un décapage aréolaire attribuable à l'inlandsis (Larsen, 1984) et, en général, les formes d'érosion glaciaire apparaissent comme le prolongement des formes d'érosion glaciaire sélective observée sur le continent (fig. 13-2).

Sur la partie externe de la plate-forme continentale, l'érosion glaciaire a laissé une empreinte nette, sous forme de chenaux transversaux qui prolongent sous la mer tous les grands axes de drainage (fig. 13-25). Perpendiculaires à la côte, mais habituellement marqués d'une inflexion vers le sud, ces chenaux ont une profondeur généralement inférieure à 500 m, quoique des profondeurs de plus de 1 000 m aient aussi été enregistrées (Sommerhoff, 1973). Leurs dimensions sont parfois impressionnantes. Ainsi, le chenal au large de Kangerdlugssuaq a 50 km de largeur

Funder, S. et Larsen, H.C.
1989: Le Quaternaire de la plate-forme continentale du Groenland. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 13, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Tableau 13-3. Études géophysiques et géologiques comportant un volet sur le Quaternaire des plates-formes continentales du Groenland.

Méthodes	Référence	Région* (lat. N)
Bathymétrie, échantillonnage des fonds marins	Rvachev, 1963	W 60-68°
Bathymétrie, échantillonnage des fonds marins	Sommerhoff 1973	E 60-64°
Bathymétrie	Henderson, 1975	W 59-70°
Bathymétrie	Sommerhoff, 1975a,b,1979,1981,1983	E,W 55-68°
Sismique peu profonde, bathymétrie	Johnson et al., 1974	
Sismique peu profonde, gravimétrie, sondages au sonar latéral	Brett and Zarudzki, 1979	W 64-70°
Sismique peu profonde	Roksandié, 1979	W 61-64°
Sismique profonde, aéromagnétisme	Larsen, 1980,1984	E 61-74°
Sismique peu profonde, bathymétrie, sondages au sonar latéral	Larsen, 1983	E 65-69°
Forage	Risum et al., 1980	W 66-68°
Forage, sismique peu profonde	Henderson et al., 1981	W 65-68°

* E : plate-forme continentale du Groenland oriental
W : plate-forme continentale du Groenland occidental

Figure 13-25. Quelques aspects de la morphologie de la plate-forme continentale du Groenland. Références: Sommerhoff, 1983; Naval Research Laboratory, Acoustics Division, 1985.

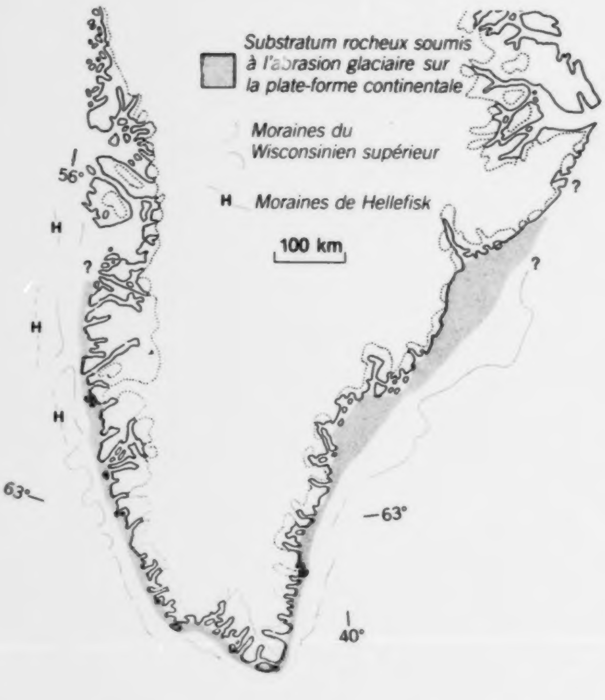


Figure 13-26. Moraines et surfaces rocheuses modelées par les glaciers sur la plate-forme continentale du Groenland. Références: Brett et Zarudzki, 1979; Sommerhoff, 1983; Larsen, 1983.

et 350 km de longueur (Larsen, 1983); celui de Egedesminde Dyb, à l'embouchure de la Disko Bugt, est long de 250 km (Zarudzki, 1980). À l'embouchure des chenaux, la bordure de la plate-forme est flanquée d'immenses cônes sous-marins semi-circulaires dont le diamètre peut atteindre 200 km (par ex. à l'entrée de la Disko Bugt et du Scoresbysund). Quoique ces chenaux en auge aient été érodés par des glaciers émissaires, la plupart des auteurs croient que ces glaciers ont emprunté les grands axes d'un réseau hydrographique plus ancien (Henderson, 1975; Sommerhoff, 1979; Roksandic, 1979).

Plus loin au large, au delà de la zone soumise à l'abrasion glaciaire, des bancs forment, à des profondeurs d'environ 200 m, de vastes zones à surface relativement horizontale. Au large du Groenland occidental, entre 62° et 69° de latitude nord, ces bancs sont à moins de 100 m de profondeur, parfois même à moins de 10 m. Comme pour leurs équivalents canadiens, les eaux y sont très poissonneuses et sont soumises depuis des siècles à une exploitation humaine intensive. Il y a une centaine d'années, ces bancs ont été interprétés comme étant des moraines terminales déposées lors du maximum d'extension de l'inlandsis (Jessen, 1896). Or, malgré les résultats de récentes études qui mettent en évidence une histoire plus complexe, leurs surfaces semblent effectivement constituées de dépôts glaciaires; ils ont probablement été atteints par des marges glaciaires lors d'une ou de plusieurs glaciations. Les études sismiques montrent cependant que les bancs se composent surtout de sédiments marins épicontinentaux du Tertiaire et du Quaternaire; il faut donc les considérer comme des zones sédimentaires qui ont subsisté à des périodes d'érosion glaciaire vigoureuse.

Nature et distribution des sédiments et formes d'érosion du Quaternaire

Même si les travaux d'échantillonnage et de forage des fonds marins ont fourni des informations très précieuses au sujet des sédiments, nos connaissances viennent en majeure partie des levés bathymétriques détaillés, qui rendent une image fidèle de la morphologie sous-marine, et des sondages acoustiques, qui révèlent les structures internes des sédiments. Il ressort de ces données que les plates-formes externes portent une couverture continue de sédiments quaternaires dont l'épaisseur maximale est de 300 m (d'après les forages, Risum et al., 1980) mais dont l'épaisseur moyenne est de l'ordre de 100 m selon les profils sismiques (Brett et Zarudzki, 1979; Larsen, 1980, 1984; Larsen, 1983). Ces profils montrent que la base du Quaternaire est une discordance qui serait le résultat de l'érosion glaciaire de sédiments tertiaires (Larsen, 1983; H.C. Larsen, inédit).

Malgré les limites des méthodes géophysiques, notamment leur aptitude limitée quant à l'identification lithologique des unités, plusieurs types de sédiments quaternaires ont été reconnus.

Till et moraines. Le till se reconnaît surtout aux caractéristiques de sa surface; dans chaque région, seul l'événement glaciaire le plus récent est enregistré. Une couche de till à surface légèrement ondulée recouvre en partie la plate-forme du Groenland oriental à 64°N et s'étend jusqu'à 100 km de la côte (Johnson et al., 1975). Sur la plate-forme du Groenland occidental, une moraine bosselée, identifiée par Brett et Zarudzki (1979), forme des zones de 20 km de largeur derrière des moraines terminales. Finalement, Roksandic (1979) a décrit des tills homogènes sur 60 m d'épaisseur, qui remplissent des chenaux transversaux au large de la côte sud du Groenland occidental.

Des moraines sont également présentes sur les plates-formes continentales au sud de 68°N; on y distingue des moraines de poussée, déposées sur les bancs, ainsi que des moraines déposées aux limites de vêlage ou d'ancrage dans les chenaux transversaux (Sommerhoff, 1973, 1983). Les moraines de poussée forment des séries groupées qui ont jusqu'à 4 km de largeur; elles peuvent atteindre une hauteur de 100 m, mais elles sont généralement beaucoup moins hautes (Brett et Zarudzki, 1979). Sur la plate-forme du Groenland occidental, deux systèmes morainiques distincts ont été reconnus (fig. 13-26). Le plus ancien suit la marge externe de la plate-forme entre 65° et 66°N (Brett et Zarudzki, 1979); ce sont les « moraines de Hellefisk » dont parle Kelly (1985). Le second système morainique longe les bordures internes des bancs environ 60 km plus à l'est et occupe les flancs de chenaux transversaux. Sommerhoff (1981, 1983) les a mises en corrélation avec des moraines observées sur la marge externe de la plate-forme du sud-est du Groenland, et les associe au maximum glaciaire wisconsinien. Sur ce plan, il est d'accord avec Kelly (1985) qui, d'après les épaisseurs de la glace, les a attribuées à la glaciation de Sisimiut (Wisconsinien supérieur) au Groenland occidental. La marge glaciaire est très lobée dans le Groenland occidental, d'où l'hypothèse que les moraines ont été déposées surtout à terre; elle l'est moins au large du Groenland oriental, ce qui suggère que les marges glaciaires étaient probablement ancrées en eaux peu profondes (Sommerhoff, 1973, 1983).

Dépôts stratifiés et traces d'érosion marine. Les sédiments interprétés comme ayant une origine fluvioglaciaire et glaciomarine d'après leur morphologie superficielle forment apparemment des plaines d'épandage qui s'inclinent doucement vers la marge externe de la plate-forme continentale du côté distal des moraines (Johnson et al., 1975). Les sédiments marins de l'Holocène n'apparaissent que sporadiquement sur la plate-forme, probablement à cause des forts courants qui y circulent (Sommerhoff, 1981, 1983). Ces observations s'accordent avec celles de Rvachev (1964), pour qui les sédiments en surface sont grossiers, plutôt hétérogènes, et renferment des débris de délestage glaciel. Les profils sismiques révèlent cependant que certains chenaux transversaux peuvent contenir jusqu'à 5 m de sédiments marins stratifiés (Sommerhoff, 1979).

Des formes dues à l'érosion marine holocène ont été relevées notamment sur les bancs peu profonds du Groenland occidental; il s'agit de terrasses d'abrasion marine et de séries de levées de plage entaillant des dépôts glacigéniques. Les levées de plage atteignent une profondeur de 70 m, entre 62° et 65°N (Sommerhoff, 1975a). Elles corroborent l'interprétation selon laquelle la marge glaciaire du Wisconsinien supérieur reposait essentiellement sur la terre ferme dans cette région, et montrent que l'abaissement eustatique du niveau de la mer y était supérieur à la subsidence isostatique durant la dernière glaciation.

Affouillement par les icebergs. Des levés acoustiques ont montré que les sillons d'icebergs, certains mesurant jusqu'à 4 km de longueur et 75 m de largeur, sont très communs jusqu'à 350 m de profondeur à l'embouchure de la Disko Bugt, au Groenland occidental, et dans le détroit du Danemark au large du Groenland oriental (Brett et

Zarudzki, 1979; Larsen, 1983); dans ce dernier cas, ces sillons existent sporadiquement jusqu'à 650 m de profondeur. Les profondeurs atteintes par les sillons indiquent que ces icebergs ne pouvaient provenir des fjords, leur profondeur ne leur permettant pas de franchir les seuils des fjords; ces icebergs devraient donc provenir d'un inlandsis dont les marges avaient atteint la plate-forme continentale. La fraîcheur des sillons constitue un indice additionnel d'une sédimentation marine holocène presque nulle dans ces régions.

Histoire du Quaternaire

La séquence d'événements quaternaires obtenue sur la plate-forme continentale est encore plus incertaine que celle obtenue sur la terre ferme, et elle est en grande partie fondée sur des aspects morphologiques. Les éventuelles corrélations de la stratigraphie sismique avec les mouvements eustatiques du niveau de la mer et avec la stratigraphie océanique au voisinage de la plate-forme groenlandaise devraient permettre un meilleur contrôle chronologique.

Si les travaux exécutés à terre et sur la plate-forme continentale diffèrent considérablement du point de vue des méthodes utilisées et des objectifs, leurs résultats sont généralement concordants. Comme dans le cas des régions terrestres, l'histoire de la plate-forme continentale contient deux périodes, l'une couvrant le Pliocène supérieur et le Quaternaire inférieur, l'autre couvrant le Quaternaire supérieur; entre les deux subsiste un long intervalle dont nous savons hélas peu de choses.

Pliocène-Pléistocène. Selon Henderson (1975) et Sommerhoff (1975a, 1979), les grands cônes sédimentaires demi-circulaires en bordure de la plate-forme continentale étaient à l'origine, du moins en partie, des cônes alluviaux formés avant le début de la glaciation. À cette époque, le niveau marin au voisinage de la plate-forme groenlandaise était 300 m plus bas que le niveau actuel, et cet épisode de construction des cônes alluviaux est provisoirement daté du Pliocène supérieur et du Quaternaire inférieur.

Les profils sismiques exécutés sur la plate-forme continentale dans le nord-est du Groenland suggèrent que cette région était entièrement recouverte de glaces continentales à la fin du Pliocène (H.C. Larsen, inédit). Cet indice, le plus ancien à mettre en évidence l'existence d'un inlandsis sur le Groenland, corrobore la stratigraphie terrestre dont plusieurs aspects tendent à démontrer que des glaciers étaient présents au Pliocène supérieur dans l'est et dans le nord du Groenland. Ces observations concordent avec les analyses des carottes océaniques, qui mettent en évidence un apport substantiel de débris glaciels et des variations prononcées de la composition isotopique de l'oxygène dans les régions adjacentes de l'Atlantique-Nord et de la baie de Baffin au Pliocène supérieur (Shackleton et al., 1984; Eldholm, Thiede, Taylor et al., 1987; Srivastava, Arthur, Clement et al., 1987).

Moraines de Hellefisk. Des deux systèmes morainiques observés sur la plate- forme du Groenland occidental, le plus récent, et le plus proche de la côte, est considéré corrélatif du Wisconsinien supérieur. Par contre, l'âge des moraines de Hellefisk, plus anciennes, demeure incertain. Elles peuvent être provisoirement mises en corrélation avec la glaciation de Fiskebanke sur le continent et être attribuées à l'Illinoien (Kelly, 1985).

Durant cet épisode, l'inlandsis recouvrait toute la plate-forme du Groenland occidental et pénétrait peut-être même dans le détroit de Davis.

Wisconsinien. L'extension des glaces sur les plates-formes continentales au Wisconsinien supérieur, en particulier au sud de 68°N, est maintenant beaucoup plus claire, grâce aux levés bathymétriques détaillés exécutés par Sommerhoff (1981, 1983). Les anciennes limites glaciaires sont marquées par des moraines terminales déposées sur les bancs; elles sont datées en partie en vertu du fait qu'elles représentent l'événement glaciaire le plus récent à avoir affecté la plate-forme, et en partie en raison de leur corrélation, telle que suggérée par Kelly (1985), avec la glaciation de Sisimiut au Groenland occidental.

Il ressort de ces observations que l'étendue de la couverture glaciaire sur la plate-forme continentale variait d'une région à l'autre. Nous avons vu qu'au large du Groenland occidental, l'essentiel de la marge glaciaire reposait sur la terre ferme, dans ce qui est aujourd'hui la partie interne de la plate-forme continentale, à 30-50 km de la côte actuelle; nous avons signalé aussi que les chenaux transversaux étaient occupés par de vastes glaciers émissaires qui s'écoulaient vers le rebord des plates-formes et qui étaient soumis à un intense vêlage. Au large du sud-est groenlandais, la marge glaciaire était ancrée en eaux peu profondes et, à 66°N, l'inlandsis recouvrait la plate-forme jusqu'à 200 km de la côte. Plus au nord, sur la plate-forme du Groenland oriental, la rareté des traces d'activité glaciaire confirme les preuves recueillies sur la terre ferme: durant la glaciation de Flakkerhuk (voir ci-dessus), les fronts des minces glaciers émissaires ne dépassaient pas la plate-forme interne. Dans l'extrême nord et nord-est, cependant, les observations faites à terre suggèrent que la plate-forme a été largement englacée au cours de la glaciation d'Independence Fjord (voir ci-dessus). Aucune étude n'a hélas eu lieu au large des côtes dans ces régions.

Holocène. La sporadicité des sédiments holocènes a été mentionnée plus tôt. Il semble que la mer ait envahi les bancs peu profonds du Groenland occidental après la dernière glaciation. Cette transgression est probablement corrélative de celle de l'Holocène inférieur au Groenland occidental (Sommerhoff, 1975a).

VARIATIONS DU NIVEAU MARIN

S. Funder

Tout le littoral groenlandais est parsemé de sédiments marins soulevés et de formes d'érosion marine. Pour la plupart, ces sédiments datent de l'Holocène et sont attribuables à la submersion qui s'est produite à la fin de la dernière glaciation et au relèvement isostatique consécutif au retrait de la marge de l'inlandsis. Dans cette partie, nous verrons successivement les diverses étapes qui ont marqué le relèvement holocène et ferons le point sur les quelques informations disponibles au sujet des niveaux marins du Sangamonien et du Wisconsinien.

Funder, S.
1989: Variation du niveau marin. (Le Quaternaire des régions extraglaciaires du Groenland et des plates-formes continentales adjacentes). In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 13, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Depuis plus d'un siècle, les chercheurs s'emploient à mesurer les altitudes des formes marines soulevées; ces observations ont été réunies dans un modèle de relèvement général par Vogt (1933), qui a tenté de dater les différentes phases de l'émersion en les comparant avec celles de la Scandinavie. Après que Washburn et Stuiver (1962) eurent démontré l'utilité de la datation au ^{14}C des coquilles de mollusques pour établir la chronologie de l'émersion, les études sur le relèvement isostatique se sont multipliées au Groenland. Weidick (1972a) a fait la synthèse des résultats de ces travaux, ce qui lui a permis d'établir des relations entre les tendances du relèvement postglaciaire et le retrait des marges glaciaires dans différentes régions. Depuis la publication de ce rapport important, il s'est accumulé une masse considérable de données nouvelles qui nous amènent à reviser certains résultats. Des comptes rendus de ces données ont été publiés par Kelly (1979, 1985) pour le Groenland occidental, et par Funder (1978a) et Hjort (1979) pour le Groenland oriental.

Niveau marin au Sangamonien

Trois régions renferment des dépôts marins fossilifères qui datent vraisemblablement du Sangamonien. Les sédiments de Langelandselv, dans le Groenland oriental, se composent de sédiments sublittoraux grossiers dont les lithofaciès et la faune mettent en évidence un niveau marin supérieur de 5 à 8 m à celui d'aujourd'hui (Funder, 1984). Par ailleurs, la faune subarctique observée à Saunders, provisoirement mise en corrélation avec l'interglaciaire de Kaffehavn reconnu dans le nord du Groenland occidental, atteste d'un niveau marin légèrement supérieur à 6 m au-dessus de l'actuel (Blake, 1975). La faune de Laksebugt, dans le Groenland occidental, indique un niveau marin s'élevant à environ 55 m au-dessus du niveau actuel et datant présumément d'une phase précoce de l'interglaciaire de Kaffehavn (Funder et Simonarson, 1984).

Niveau marin au Wisconsinien

Les sédiments marins de Jameson Land, au Groenland oriental, reposent sur des dépôts de l'interglaciaire de Langelandselv et montrent que cet interglaciaire s'est terminé par un épisode de submersion des terres. Ces sédiments ont jusqu'à 100 m d'épaisseur et se composent généralement de sédiments d'eau peu profonde. Leur mise en place indique donc une longue période de lente subsidence, quoique la présence de structures de type «cut-and-fill» et, par endroits, de lacunes d'érosion, suggère que la subsidence ne s'effectuait pas nécessairement de façon continue. La partie supérieure de ces sédiments a été érodée par des glaces, de sorte que l'amplitude exacte de la submersion est inconnue. Dans la Jameson Land, elle n'a probablement pas dépassé 80 m, une valeur compatible avec une limite marine holocène de 65 m dans cette région. De deux choses l'une: ou bien la surcharge glacio-isostatique au Wisconsinien supérieur n'était pas aussi grande que celle qui avait causé la submersion antérieure, ou bien la déglaciation n'est survenue qu'après un amincissement (et un soulèvement) considérable (S. Funder, inédit).

Comme il a été mentionné plus haut, la présence de surfaces d'abrasion et de levées de plage jusqu'à des profondeurs de 70 m suggère que certaines parties de la plateforme du Groenland occidental étaient à sec durant le Wisconsinien supérieur. C'est donc dire que dans cette région, en bordure de la plate-forme continentale, l'abaissement eustatique du niveau de la mer aurait eu une amplitude supérieure à la subsidence glacio-isostatique (Sommerhoff, 1975a).

Limites marines et tendances du relèvement postglaciaire

La figure 13-27 montre les isolignes de l'émersion postglaciaire, établies d'après les altitudes des limites marines de l'Holocène. À chaque site, la limite marine holocène est définie par la position la plus élevée occupée par une ter-

Figure 13-27. Isolignes de la limite marine holocène au Groenland, tracées pour les altitudes de 20, 40, 80 et 120 m. Dans les zones en grisé, l'émersion postglaciaire a dépassé 120 m. Les points marquent la position des sites observés. Le tireté rouge indique l'extension maximale proposée de la glaciation du Wisconsinien supérieur. Références (dans le sens horaire, à compter du secteur ouest du Groenland septentrional): Nichols, 1969; Kelly et Bennike, 1985; Funder et Hjort, 1980; Hjort, 1981c; Koch et Wegener, 1911; Hjort, 1979, 1981b; S. Funder, 1978a, données inédites; Brooks, 1979; Bøgvad, 1940; Kelly, 1985.

rasse deltaïque marine, une ligne de rivage ou des formes d'érosion telles que falaises fossiles et blocs délavés. Idéalement, chacune de ces positions devrait pouvoir être associée à des sédiments marins fossilifères, mais ce n'est pas toujours le cas; il n'est pas toujours aisé de déterminer, sans une certaine dose d'interprétation, si la forme de relief considérée est bel et bien d'origine marine ou si elle ne vient pas plutôt d'un lac de barrage glaciaire ou s'il ne s'agit pas d'un delta-kame. Ainsi, dans les travaux antérieurs à l'avènement de la datation au radiocarbone, les valeurs des limites marines sont souvent surestimées. Cette incertitude vaut également pour quelques-unes des observations indiquées à la figure 13-27, notamment au Groenland oriental, au sud de 68°N, où presque aucune mesure n'a été faite depuis les années 30. Les sites se trouvent non pas sur une limite marine synchrone, mais sur une ligne qui représente la période de transgression de la limite marine. Ces précisions étant faites, les variations observées rendent compte d'une déglaciation assez lente, les valeurs les plus faibles mesurées dans chaque région correspondant aux premiers niveaux marins inscrits après la déglaciation. L'altitude des limites marines indique l'ampleur atteinte par l'émersion ou la submersion depuis la déglaciation; elle ne rend donc pas compte de tous les mouvements qui ont eu lieu au cours de la déglaciation. Elle dépend dans une large mesure du taux de retrait glaciaire et, même si le relèvement total avait été considérable et la décharge glacio-isostatique suffisamment lente pour que le relèvement s'effectue au même rythme que la déglaciation, la limite marine serait peu inclinée.

Dans toutes les régions, l'émersion maximale est observée sur les côtes externes ou à proximité, et les valeurs décroissent en direction des marges glaciaires actuelles. Cette variation peut s'expliquer par le fait que les côtes internes ont été déglacées plus tardivement et qu'une partie du relèvement isostatique s'était accompli alors qu'elles étaient encore englacées. L'interprétation doit comporter une nuance supplémentaire puisque le Groenland est depuis quelques siècles en voie de subsidence (voir ci-dessous), probablement en réponse à la récente expansion de l'inlandsis. En conséquence, l'inclinaison de la limite marine holocène à proximité de la marge glaciaire est probablement en train de s'accentuer.

L'amplitude de l'émersion holocène par rapport au niveau marin actuel est généralement inférieure à 100 m. Cependant, les valeurs maximales sont plus élevées à certains endroits, atteignant près de 140 m sur la côte du Groenland occidental entre 66° et 68°N, et environ 130 m au Groenland oriental, dans une partie étroite du Scoresby Sund; au Groenland septentrional, les valeurs rapportées par divers auteurs varient d'environ 120 m à 150 m pour la Hall Land (Kelly et Bennike, 1985; England, 1985). Dans la région du détroit de Nares, dans l'ouest du Groenland septentrional, les variations spatio-temporelles du relèvement isostatique seraient le résultat de l'action conjuguée de l'inlandsis du Groenland et des glaces canadiennes (England, 1976, 1982; Weidick, 1978). De très faibles valeurs d'émersion, de l'ordre de 20 m ou moins, ont été mesurées dans le nord-ouest, de même que dans le sud et le sud-est.

Le relèvement isostatique affiche donc d'importantes variations spatiales. De façon générale, toutefois, il est proportionnel à la quantité de glace soustraite au continent au début de l'Holocène.

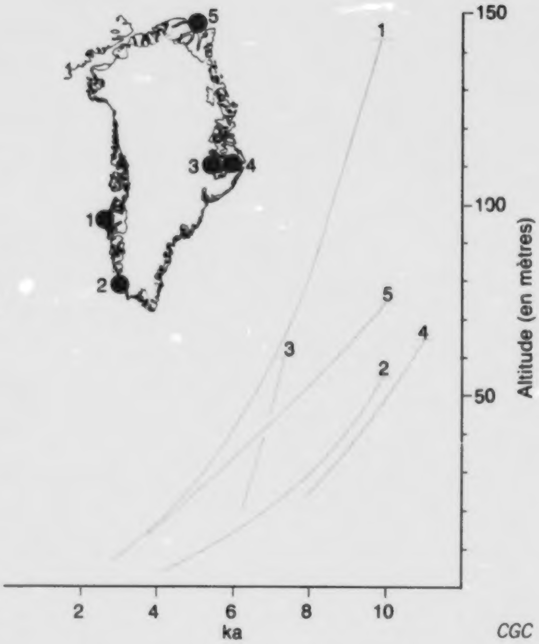


Figure 13-28. Courbes d'émersion postglaciaire au Groenland; en médaillon, carte de localisation. Références: 1 et 2 (Nordre Isotoq et Frederikshaab), Kelly,1985; 3 et 4 (Scoresby Sund interne et Jameson Land), S. Funder, 1978a, données inédites; 5 (Kap København), Funder et Abrahamsen, 1988.

Émersion holocène

Les courbes d'émersion indiquent l'âge et l'amplitude du relèvement qui s'est accompli par rapport au niveau marin actuel à des endroits précis. Elles ont été établies par la datation au ^{14}C des coquilles de mollusques trouvées dans les dépôts soulevés et par une évaluation des profondeurs d'eau où ces faunes s'étaient développées. D'autres repères chronologiques ont pu être établis localement en datant le début de la sédimentation organique dans des lacs qui ont été isolés de la mer à diverses étapes de l'émersion du continent. Les résultats des travaux accomplis dans l'ouest et l'est du Groenland ont été résumés par Kelly (1979) et Funder (1978a).

La fiabilité de ces courbes a fait l'objet d'amples discussions. On s'accorde généralement à dire que leur précision peut être entachée d'un certain nombre d'erreurs inévitables, en particulier dans la partie inférieure des courbes. Ces erreurs ont tendance à exagérer la pente des courbes. Ces diagrammes donnent malgré tout une idée générale de l'évolution du relèvement isostatique à chacun des sites.

La figure 13-28 montre quelques-unes des courbes d'émersion les plus récentes. Nous les avons choisies de manière à illustrer les fluctuations du niveau marin relatif dans des régions qui diffèrent les unes des autres tant par l'amplitude du relèvement que par l'histoire de la déglaciation.

À proximité des côtes externes, l'enregistrement de l'émersion débute dès que la déglaciation permet l'invasion marine. L'émersion y débute de façon plus ou moins synchrone, aux environs de 10 ou 11 ka (courbes 1, 2, 4 et 5). Au début, les taux d'émersion atteignent 50 m/ka (courbe 1), mais ils varient proportionnellement à l'amplitude totale du relèvement; dans les zones d'émersion modérée (courbes 2, 4 et 5), ils sont d'environ 25 m/ka. Les valeurs nettement supérieures avancées par Washburn et Stuiver (1962), environ 90 m/ka, doivent maintenant être rejetées, tandis que la thèse de la force gravitationnelle de l'inlandsis (Clark, 1976) pour expliquer des niveaux marins relatifs très élevés ne semble pas s'appuyer sur un ensemble de faits observés.

Les courbes indiquent que les taux d'émersion, initialement élevés, ont diminué progressivement. À cette phase initiale a succédé une phase d'émersion soutenue, qui n'était cependant peut-être pas aussi continue que les courbes ne le laissent supposer. C'est ainsi que Hjort (1973, 1981c), s'appuyant sur des observations de terrain au Groenland oriental, montre qu'une remontée eustatique mineure s'est produite dans la région vers 6 ka, remontée dont les courbes d'émersion ne rendent pas compte. Dans les zones adjacentes à la marge glaciaire actuelle, l'émersion observable couvre manifestement une période beaucoup plus courte, mais, ici comme ailleurs, l'émersion initiale a été très rapide (courbe 3).

Dans le cas d'une zone située dans l'ouest du Groenland septentrional, England (1985) croit qu'après un début lent vers 8 ka, l'émersion a atteint son rythme maximal vers 6 ka, période de fonte rapide des glaces; cette thèse, toutefois, n'est étayée d'aucune observation au Groenland.

La phase d'émersion la plus récente est aussi la moins bien connue. Sur la côte du Groenland occidental, le niveau de la mer dépassait peut-être d'une vingtaine de mètres le niveau actuel vers 4,5 ka (par ex. Kelly, 1979); dans les régions intérieures du nord-est groenlandais, les premières populations, vers 4 ou 4,5 ka, vivaient sur des plages qui se trouvent aujourd'hui de 10 à 20 m au-dessus du niveau de la mer (Knuth, 1966). De toute évidence, la chute du niveau marin relatif dans ces régions s'est poursuivie subséquemment; une observation de terrain montre d'ailleurs que, dans la partie interne de la Disko Bugt, l'émersion s'est poursuivie après 2 ka (S. Funder, inédit).

La fin de l'émersion n'est pas datée, mais elle fut probablement asynchrone. Depuis au moins 1 000 ans, l'émersion a fait place presque partout à une phase de submersion, comme en témoignent les ruines d'habitations noroises et esquimaudes de l'époque médiévale qui ont été découvertes sous le niveau de la marée haute, et comme le confirment aussi des mesures directes des changements du niveau marin depuis un siècle. Les données à l'appui d'une subsidence actuelle au Groenland occidental ont été réunies par Kelly (1980b). Certaines zones se sont enfoncées de 0,5 m entre 1897 et 1946; l'amplitude totale de la submersion pourrait se situer entre 5 et 8 m. Le même phénomène a été observé au Groenland oriental, malgré que les observations y soient moins nombreuses (Hjort, 1981c). Un nivellement détaillé met en évidence des taux de subsidence de l'ordre du mètre par millénaire, mais, après 1940, réapparaît un mouvement d'émersion (Saxov, 1958, 1961).

Les variations du niveau marin depuis un siècle semblent directement liées à la croissance et au retrait de l'inlandsis durant la même période (Weidick, 1975b). Selon Kelly (1980a), la subsidence se serait peut-être amorcée au début de la réavancée glaciaire datée à environ 3 ka.

PALÉOFAUNES ET PALÉOFLORES

S. Funder et B. Fredskild

Depuis plus d'un siècle, au Groenland, les quaternaristes travaillent systématiquement en collaboration avec des biologistes. Les restes organiques découverts dans les sédiments ont été identifiés et étudiés en considérant les exigences climatiques et écologiques actuelles des différentes espèces.

Dans la présente partie, nous ferons un survol des travaux d'interprétation exécutés sur les invertébrés marins, nous examinerons la stratigraphie moins bien connue des vertébrés et, finalement, nous ferons le point sur l'ensemble des résultats relatifs à l'histoire de la végétation.

Invertébrés marins

Les principes de l'interprétation paléoclimatique et paléohydrographique des faunes de mollusques fossiles ont été établis par le spécialiste de la biologie marine Ad. S. Jensen (par ex. Jensen, 1917, 1942; Jensen et Harder, 1910; Harder et al., 1949), puis précisés par Laursen (1944, 1950, 1954). Les interprétations récentes associent les mollusques fossiles avec des masses d'eau distinctes; plutôt que des changements climatiques, elles mettent en évidence des changements hydrographiques qui peuvent ensuite être mis en corrélation avec les résultats paléohydrographiques d'études réalisées dans les océans adjacents (Funder et Símonarson, 1984; Funder, 1984; Kelly, 1986).

Les premiers travaux s'intéressaient surtout aux faunes de l'Holocène, mais les datations au ^{14}C exécutées depuis sur des coquilles ont révélé peu à peu l'existence de faunes plus anciennes (voir, par ex., Funder et Hjort, 1973). La datation de ces anciennes faunes, en particulier celles du Pliocène supérieur et du Quaternaire inférieur, a franchi une étape importante lorsque Feyling-Hanssen a démontré l'utilité des assemblages de foraminifères benthiques de la plate-forme continentale interne en vue de corrélations biostratigraphiques (Feyling-Hanssen et al., 1983; Feyling-Hanssen, 1985, 1986).

Símonarson (1981) a récemment préparé une synthèse portant sur un grand nombre d'espèces de mollusques fossiles trouvés dans les dépôts de la région.

Faunes du Pliocène supérieur et du Quaternaire inférieur. Les foraminifères et mollusques caractéristiques des formations de Lodin Elv et de Kap København sont énumérés aux figures 13-17 et 13-23.

Les assemblages de foraminifères dominés par *Cassidulina teretis* et *Elphidiella hannai* dans la Formation de Kap København trouvent leurs équivalents dans la zone II de la Formation de Lodin Elv, et datent de la transition Pliocène-Pléistocène (Funder et al., 1985; Feyling-Hanssen, 1986).

Funder, S. et Fredskild, B.
1989: Paléofaunes et paléoflores (Le Quaternaire des régions extraglaciaires du Groenland et des plates-formes continentales adjacentes) In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 13, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Les faunes de mollusques présentes dans les deux séquences sont entièrement constituées d'espèces très communes actuellement dans les eaux du Groenland, quoique *Portlandia arctica* et *Pecten groenlandicus* sont confinées dans le nord, tandis que *Macoma balthica* est aujourd'hui restreinte aux eaux subarctiques et est présente uniquement sur la côte ouest.

La plus riche faune de mollusques fossiles observée au Groenland se trouve dans les sédiments marins de Pátorfik, au Groenland occidental (tableau 13-4 et fig. 13-8), une unité maintes fois observée par les géologues depuis un siècle (par ex. Símonarson, 1981). Outre une espèce endémique aujourd'hui éteinte (*Alvania patorfikensis*), cette faune renferme trois espèces qui sont maintenant absentes et qui, au Groenland, n'ont été attestées que dans cette localité: il s'agit du gastéropode *Oenopota angulosa* et des bivalves *Cyrtodaria siliqua* et *Periploma* sp., lesquels ne vivent aujourd'hui que sur la côte orientale de l'Amérique du Nord (Símonarson, 1974; Funder et Símonarson, 1984). Le bivalve *Panopea norvegica*, qui jusqu'à récemment n'avait été observé que dans les sédiments marins de Pátorfik, a été retrouvé au Groenland occidental dans des dépôts marins de l'Holocène moyen (Weidick et Funder, inédit).

Si, comme nous l'avons fait remarquer ci-dessus, les faunes du Pliocène supérieur et du Quaternaire inférieur présentent une certaine analogie avec les faunes modernes, elles en diffèrent néanmoins par la sporadicité des bivalves *Mya truncata et Hiatella arctica*, lesquels sont dominants dans presque toutes les faunes plus jeunes.

Sangamonien. La faune de l'interglaciaire de Langelandselv contient plus de 25 taxons (tableau 13-5) et est particulièrement riche en gastéropodes (Petersen, 1982). Elle diffère des faunes actuelles et des autres faunes fossiles connues au Groenland oriental par la présence des gastéropodes *Amaura candida, Lacuna vincta et Trophon clathratus*, ainsi que des bivalves *Mytilus edulis* et *Chlamys islandica* (fig. 13-29). Ces deux dernières espèces ont vécu dans la région pendant quelques millénaires au cours de l'Holocène.

Au Groenland occidental, les dépôts de l'interglaciaire de Kaffehavn contiennent aussi *Mytilus edulis* et *Chlamys islandica*, de même que la balane subarctique *Balanus hameri*, suggérant que les conditions hydrographiques à cette époque étaient au moins aussi favorables que celles d'aujourd'hui (Funder , 1984; Kelly, 1986).

Wisconsinien. La partie supérieure des sédiments marins de Jameson Land et de Svartenhuk, dans l'est et l'ouest du Groenland, contient des faunes peu variées, où prédominent des espèces maintenant très communes dans les eaux arctiques (tableau 13-5), notamment *Mya truncata* et *Hiatella arctica*. Elles renferment aussi, accessoirement, quelques espèces sublittorales; celles-ci sont présentes en eaux peu profondes dans l'extrême nord du Groenland, mais à des profondeurs de 100 m ou plus presque partout ailleurs. En raison de la profondeur de leurs habitats, ces espèces sont extrêmement rares dans les dépôts soulevés de l'Holocène, et leur présence dans des faunes attribuées au Wisconsinien pourrait indiquer que l'actuelle couche superficielle d'eaux océaniques tempérées était mince à cette époque, voire même inexistante. Il en est ainsi d'*Astarte crenata* ssp. *crenata* observée dans les sédiments marins de Jameson Land (Funder, 1984), et peut-être aussi de *Portlandia intermedia*, que Kelly (1986) a reconnue dans les sédiments marins de Svartenhuk, et de *Macoma moesta*, dans la faune de Laksebugt.

Holocène. Après la déglaciation des côtes, vers 10 ka, des communautés benthiques semblables à leurs équivalents modernes ont envahi les habitats d'eaux peu profondes, comme en attestent de nombreuses datations au ^{14}C sur des coquilles de mollusques.

La succession des changements fauniques postglaciaires a été établie dans ses grandes lignes par Jensen et Harder (1910), à partir de collections provenant des sédiments riches en coquilles trouvés à Orpigssoq, au Groenland occidental; d'autres chercheurs ont subséquemment raffiné ce cadre stratigraphique (Laursen, 1944, 1950; Harder et al., 1949). Des modifications y ont été apportées à la lumière de radiodatations exécutées dans la région (Donner et Jun-

Tableau 13-4. Distribution géographique actuelle des mollusques et balanes du site de Pátorfik (tiré de Símonarson, 1981).

CGC

gner, 1975; Kelly, 1979), de sorte que la stratigraphie holocène semble maintenant comporter une succession froid-tempéré-froid.

Cette succession est présente aussi bien au Groenland occidental qu'au Groenland oriental, sauf que les périodes tempérées et froides diffèrent en durée et en intensité d'une région à l'autre. Les eaux subarctiques tempérées ont d'abord atteint la côte ouest où, dès 9 ka, les espèces *Mytilus edulis* et *Chlamys islandica* étaient présentes, seules ou ensemble, et occupaient peut-être toute leur aire de distribution actuelle (fig. 13-30). Les températures des eaux superficielles ont encore augmenté par la suite, comme en témoigne la présence, au Groenland occidental, de bivalves de type subarctique-boréal tels que *Zirphaea crispata, Anomia squamula, Arctica islandica* et *Panopea norvegica* (ce dernier récemment identifié), ainsi que les gastéropodes *Emarginula fissura* et *Acmaea virginea* (fig. 13-30). Ces espèces, aujourd'hui absentes des eaux groenlandaises, abondaient par endroits entre environ 7,5 ka et un peu après 5 ka, mais, semble-t-il, uniquement dans les régions qui ont de nos jours une très longue période sans banquise. Durant cette période d'« optimum marin », l'espèce arctique *Portlandia arctica* est disparue des eaux du Groenland occidental (fig. 13-31); elle n'a pu s'y rétablir depuis (Jensen, 1942).

Le Groenland oriental a connu une période d'eaux plus chaudes entre 8,5 et 5,5 ka. Dans les fjords, les espèces *Mytilus edulis* et *Chlamys islandica* étaient abondantes à cette époque, alors qu'aujourd'hui elles y sont ou bien éteintes ou bien réduites à de maigres populations reliques (fig. 13-30, 13-31; Hjort et Funder, 1974).

Jusqu'à récemment, la présence du petit bivalve *Limatula subauriculata* dans les dépôts soulevés de la côte arctique du Groenland et du Canada était considérée

Tableau 13-5. Mollusques et balanes présents dans les faunes sangamoniennes et wisconsiniennes du Groenland occidental et oriental.

	La[1]	Ka[2]	Sv[3]	Jl[4]
BIVALVES				
Mylitus edulis		+	+	
Chlamys islandica	+	+		
Astarte borealis	+		+	+
Astarte montagui	+		+	+
Astarte elliptica	+		+	+
Axinopsis orbiculata	+			
Serripes groenlandicus	+	+	+	+
Clinocardium ciliatum	+	(+)	+	+
Macoma calcarea	+	+	+	
Hiatella arctica	+	+	+	+
Mya truncata	+	+	+	+
Pandora glacialis	+			
Thracia myopsis	+			
Nucula tenuis		(+)	+	
Portlandia arctica		(+)	+	+
Modiolaria nigra			+	
Pecten groenlandicus			+	+
Thyasira flexuosa			+	
Macoma moësta		(+)		
Portlandia intermedia			+	
Astarte crenata ssp. crenata				+
Macoma loveni				+
GASTÉROPODES				
Natica sp.				+
Puncturella noachina	+	+		
Margarita groelandica	+			
Lacuna vincta		+		
Cingula castanea	+			
Turritellopsis acicula	+			
Amauropsis islandica	+			
Lunatia pallida		+		
Lunatia nana	+			
Trophon truncatus	+			
Trophon violacea	+			
Bela simplex		+		
Amaura candida	+			
Amaura alba	+			
Cylichna occulta	+			
Acmaea testudinalis		+		
Cingula arenaria		+		
Lora sp.			+	
BALANES				
Balanus balanus		+	+	
Balanus hameri		+		

[1] Interglaciaire de Langelandselv, Groenland oriental
[2] Interglaciaire de Kaffehavn, Groenland occidental (faune de Laksebugt entre parenthèses)
[3] Épisode marin de Savertenhuk, Groenland occidental
[4] Épisode marin de Jameson Lamd, Groenland oriental

Références : Funder and Hjort, 1973; Petersen, 1982; Funder and Simonarson, 1984; Kelly, 1986.

Figure 13-29. Sites fossilifères sangamoniens de *Chlamys islandica* et de *Mytilus edulis* et distribution actuelle de ces bivalves au Groenland. Références: Funder, 1984; Kelly, 1985.

comme un indicateur de conditions plus chaudes dans l'extrême nord (Laursen, 1954; Stewart et England, 1983). Or, il a été constaté récemment que les coquilles appartiennent toutes à *Limatula hyperborea*, espèce bathyale arctique qui existe encore dans la région (S. Funder, inédit).

Les faunes marines sont connues surtout par des coquilles de mollusques, mais des organismes plus délicats ont aussi été préservés, notamment dans des concrétions calcaires tantôt formées in situ dans des sédiments marins, tantôt redéposées sous forme de cailloux dans un till plus récent. Ces concrétions renferment des empreintes et des restes de squelettes appartenant à de riches faunes qui comprennent des polychètes et des échinodermes (Gripp, 1932; Weidick, 1972b).

Faunes de vertébrés

Bendix-Almgreen (1976) a résumé les découvertes de restes de vertébrés quaternaires qui ont été faites sporadiquement au Groenland. Des neuf taxons reconnus en tout, un seul, le renne, est terrestre; tous les autres sont des poissons ou des mammifères marins. On pense que le renne a immigré de l'île d'Ellesmere et qu'il est apparu au Groenland septentrional dès 8 ka. Depuis, les populations ont fluctué en nombre et en distribution, en fonction surtout des variations climatiques (Meldgaard, 1986). Les plus beaux fossiles de vertébrés connus sont des squelettes du poisson *Mallotus villosus*, que l'on trouve fréquemment dans des concrétions et qui sont en fait les premiers fossiles du Groenland à avoir été révélés à la science à la fin du XVIII^e^ siècle.

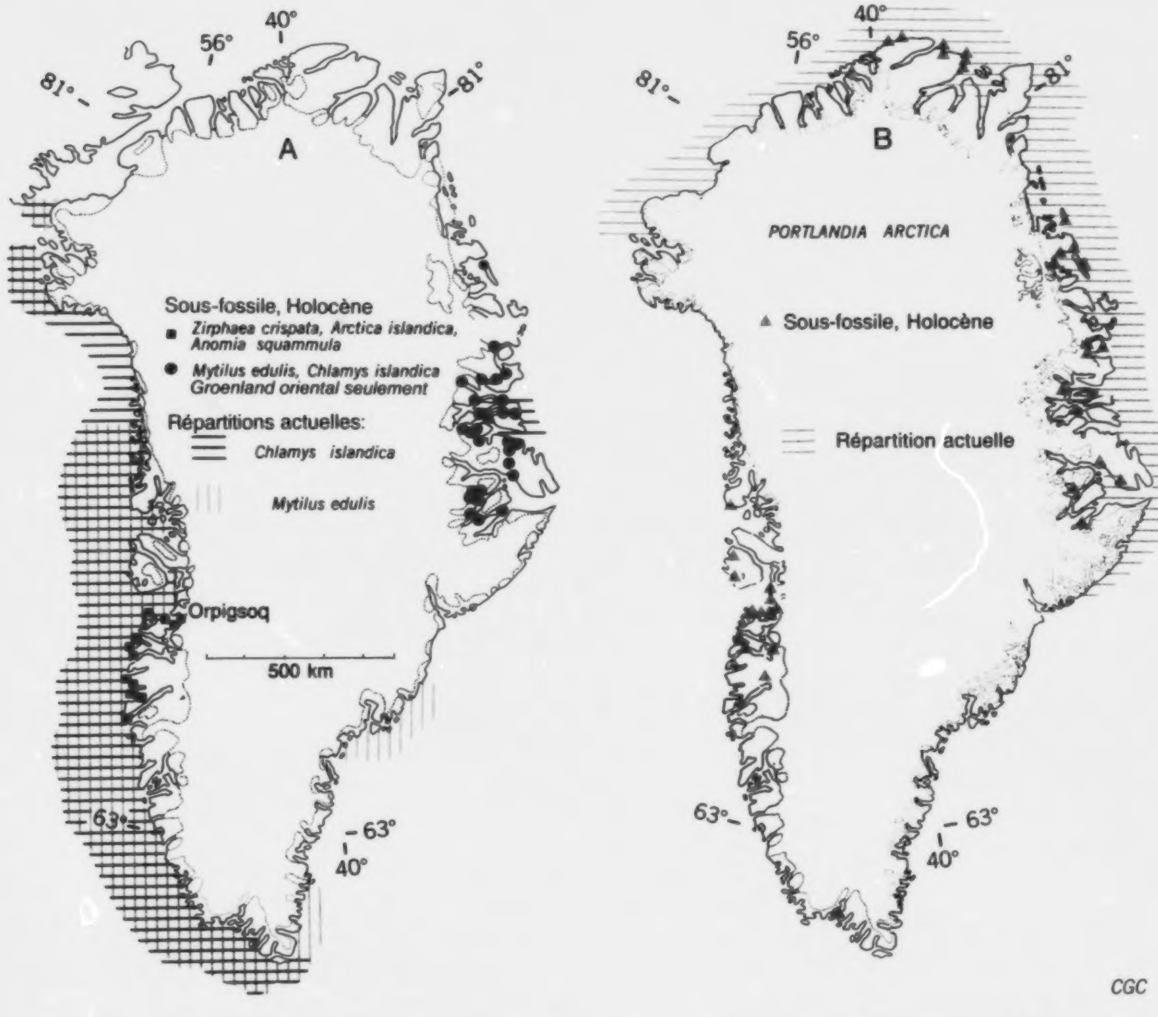


Figure 13-30. Aire de distribution actuelle de certains bivalves au Groenland, et sites fossilifères holocènes à l'extérieur de leur aire de distribution actuelle. A. bivalves subarctiques de l'ouest et de l'est du Groenland et B. une espèce arctique (*Portlandia arctica*). Références: Jensen, 1942; Hjort et Funder, 1974; Donner et Jungner, 1975; S. Funder, 1978a, données inédites; Kelly et Bennike, 1985; C. Hjort et S. Funder, données inédites.

D'autres restes de vertébrés ont été découverts, principalement à la surface du sol; peu sont datés, mais la plupart seraient, croit-on, de l'Holocène. Parmi les exceptions connues, mentionnons des os du poisson *Gasterosteus aculeatus* (Fredskild et Roen, 1982) et une dent de lièvre, dont le genre (*Hypolagus*) est aujourd'hui disparu (Funder et al., 1985), provenant de la Formation de Kap København (Pliocène supérieur et du Quaternaire inférieur) (fig. 13-23).

Dans ce bref survol, nous avons délibérement passé sous silence les restes de vertébrés découverts dans des sites d'occupation humaine qui remontent jusqu'à 4,5 ka. Le lecteur désireux d'en savoir davantage sur ces faunes est prié de consulter la documentation archéologique.

Paléoflores

Voilà plus d'un siècle que les chercheurs s'interrogent sur le développement de la végétation au Groenland. Le tout a commencé par une discussion, vive par moments, au sujet de l'âge de la flore et des possibilités de survie des plantes dans des refuges au cours des âges glaciaires (voir à ce propos Funder, 1979b). Iversen (1934, 1952) a le mérite d'avoir sorti le débat des profondeurs de la spéculation, en publiant des diagrammes polliniques du Groenland occidental qui, même s'ils ne couvrent que l'Holocène, démontrent que certaines plantes qui sont aujourd'hui des éléments dominants de la végétation ont immigré à une époque relativement récente. Dans la foulée de ces premiers travaux, des études palynologiques et limnologiques ont été menées dans toutes les parties du Groenland, produisant une panoplie de renseignements détaillés sur l'histoire holocène des écosystèmes terrestres, histoire que Fredskild (1985a) a récemment révisée en mettant l'accent sur le Groenland occidental.

La végétation antérieure à l'Holocène n'est connue que dans une seule unité, la Formation de Kap København du Groenland septentrional, qui nous a donné un portrait détaillé de la végétation du Pliocène supérieur et du Quaternaire inférieur dans le Haut-Arctique.

Dans les pages qui suivent, nous retracerons brièvement l'évolution de cette flore ancienne et de la flore holocène.

Flore du Pliocène supérieur-Quaternaire inférieur. Les sables marins d'eaux peu profondes de la Formation de Kap København (fig. 13-23) renferment d'abondants restes allochtones de plantes terrestres, notamment des lits de fragments de mousse qui ont de 10 à 20 cm d'épaisseur, ainsi que des troncs, des branches, des brindilles, des aiguilles, des feuilles, des cônes, des fruits et des graines d'arbres, d'arbustes et d'herbacées (Fredskild et Roen, 1982; Mogensen, 1984; Funder et al., 1984, 1985). Des vestiges de ce type sont présents dans tout le membre B de la formation (fig. 13-23); ils sont caractéristiques d'un environnement de toundra forestière, constituée d'arbres dispersés dans une lande. Au nombre des restes d'arbres identifiés, figurent en premier lieu *Larix* sp. et *Picea*

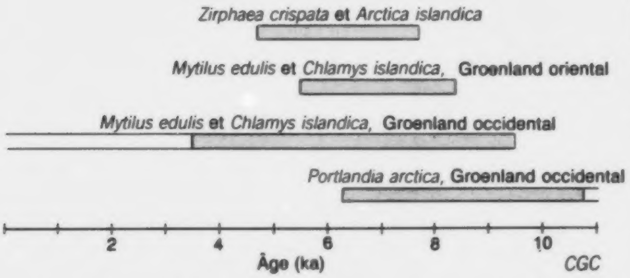


Figure 13-31. Répartition chronologique de certains bivalves arctiques et subarctiques dans les eaux holocènes du Groenland. Dans les zones tramées en rouge, présence démontrée par des datations au ^{14}C; dans les zones sans trame, présence présumée (adapté de Kelly, 1985).

Figure 13-32. Localisation des profils polliniques obtenus au Groenland, âge ^{14}C maximum (en années avant le présent) obtenu pour chacun. Les carrés représentent des sédiments lacustres et les cercles, des tourbes. Les symboles pleins représentent des diagrammes polliniques et les symboles vides, d'autres types de données. Les numéros renvoient aux sources citées ci-après; ceux entre parenthèses sont associés aux symboles vides. Références: 1. Fredskild, 1973; 2. Funder, 1979a; 3. Kelly et Funder, 1974; 4. Iversen, 1934, 1952; Fredskild, 1983a; 5. Fredskild, 1967; 6. Fredskild, 1985b; 7. Malaurie et al., 1972; 8. Blake et al., 1985; 9. Bennike, 1983b; 10. Fredskild, 1969; 11. Funder et Abrahamsen, 1988; 12. Björck et Persson, 1981; 13. Funder, 1979b, 14. Funder, 1978a; 15. Bick, 1979.

mariana, et, dans une moindre mesure, *Thuja occidentalis*, *Taxus* sp. et le bouleau arborescent. Parmi les spermatophytes cependant, les espèces arctiques, notamment *Dryas* cf. *octopetala* et *Betula nana*, sont les plus fréquemment représentées.

Le tableau 13-6 montre que les taxons identifiés composant la flore et la faune terrestres forment un mélange d'organismes du domaine boréal et du Bas-Arctique, sans ressemblance à aucun environnement actuel. La plupart des espèces, cependant, vivent actuellement au voisinage de la transition forêt-toundra au Labrador, 2 500 km plus au sud; la composition de la flore est typique d'un climat boréal du Bas-Arctique, frais et humide, totalement différent du climat continental du Haut-Arctique qui règne actuellement dans la région (Funder et al., 1985).

Tableau 13-6. Flore et faune terrestres de la Formation de Kap København, et distribution climatique actuelle de ces espèces.

	Boréal	Arctique Bas	Arctique Haut
Betula alba s.l. (arbre)	+		
Cirsium sp.[1] (herbacée)	+		
Cornus stolonifera (arbuste)	+		
Larix cf. *occidentalis* (arbre)	+		
Picea mariana (arbre)	+		
Potamogeton natans (herbacée)	+		
Cristatella mucedo[2] (bryozoaire)	+		
Taxus sp. (arbre ou arbuste)	+		
Thuja occidentalis (arbre)	+		
Bembidion grapi[2] (coléoptère)	+	(+)	
Dicranum undulatum[3] (mousse)	+	(+)	
Schistidium maritimum[3] (mousse)	+	(+)	
Botrychium sp.[1] (fougère)	+	+	
Gyrinus opacus[2] (coléoptère)	+	+	
Menyanthes trifoliata (herbacée)	+	+	
Potamogeton gramineus (herbacée)	+	+	
Potentilla cf. *palustris* (herbacée)	+	+	
Alona affinis[2] (daphné)	+	+	(+)
Alonella excisa[2] (daphné)	+	+	(+)
Cinclidium stygium[3] (mousse)	+	+	(+)
Diphasium sp. (lycopode)	+	+	(+)
Empetrum nigrum s.l. (arbuste nain)	+	+	(+)
Gasterosteus aculeatus[2] (poisson)	+	+	(+)
Hydroporus sp.[2] (coléoptère)	+	+	(+)
Lycopodium annotinum[1] (lycopode)	+	+	(+)
Ranunculus reptans[2] (herbacée)	+	+	(+)
Sphagnum sp.[3] (mousse)	+	+	(+)
Brassicacées[1] (herbacées)	+	+	+
Calliergon sarmentosum (mousse)	+	+	+
Carex spp (laîche)	+	+	+
Chamaenerion sp.[1] (herbacée)	+	+	+
Caryophyllacées (herbacées)	+	+	+
Cenococcum geophilum[1] (champignon)	+	+	+
Cyrtomnium hymenophylloides[3] (mousse)	+	+	+
Distichum sp.[3] (mousse)	+	+	+
Distichum flexicaule[3] (mousse)	+	+	+
Erigeron tp.[1] (herbacées)	+	+	+
Equisetum sp. (prêle)	+	+	+
Hippuris vulgaris (herbacée)	+	+	+
Huperzia selago[1] (lycopode)	+	+	+
Mnium thomsonii[3] (mousse)	+	+	+
Orthothecium sp.[3] (mousse)	+	+	+
Pedicularis sp.[1] (herbacée)	+	+	+
Poacées (graminées)	+	+	+
Polytrichum sp.[3] (mousse)	+	+	+
Salix spp (arbres, arbustes, arbustes nains)	+	+	+
Saxifraga spp[1] (herbacées)	+	+	+
Scorpidium scorpioides[3] (mousse)	+	+	+
Zygnema tp.[1] (algue)	+	+	+
Betula nana (arbuste)	(+)	+	(+)
Potamogeton filiformis (herbacée)	(+)	+	(+)
Cystopteris fragilis ssp. *dickieana*[1] (fougère)	(+)	+	+
Dryas octopetala s.l. (arbuste nain)	(+)	+	+
Oxyria digyna (herbacée)	(+)	+	+
Plagiomnium medium ssp. *curvatulum*[3] (mousse)	(+)	+	+
Polygonum viviparum tp.[1] (herbacée)	(+)	+	+
Ledum palustre ssp. *decumbens* (arbuste nain)		+	
Drepanocladus exannulatus[3] (mousse)		+	(+)
Cyrtomnium hymenophyllum[3] (mousse)		+	+
Papaver sect. *scapiflora* (herbacées)		+	+
Vaccinium uliginosum ssp. *microphyllum* (arbuste)		+	+
Cassiope tetragona (arbuste nain)		(+)	+
Cinclidium arcticum[3] (mousse)		(+)	+
Lepidurus arcticus[2] (crustacé)		(+)	+
Ranunculus nivalis/pedatifidus[2] (herbacées)		(+)	+
Hypolagus sp.[4] (mammifère)		extinct	

(+) occurrence restreinte

1 espèce identifiée d'après des pollens ou des spores
2 d'après Fredskild et Røen, 1982
3 espèce identifiée par G.S. Mogensen (Funder et al., 1984; Mogensen, 1984)
4 espèce identifiée par C.A. Repenning (communication personnelle, 1983)

Toutes les autres espèces ont été identifiées par O. Bennike

Histoire de la végétation holocène. Les diagrammes polliniques de toutes les parties du Groenland rendent compte de l'évolution de la végétation depuis la déglaciation des sites ou depuis leur émersion consécutive au relèvement isostatique. La plupart ont été construits à partir de l'analyse de carottes de sédiments lacustres et mettent en évidence les variations régionales de la végétation; les variations locales sont représentées sur les diagrammes de dépôts tourbeux (fig. 13-32).

Dans la plupart des régions, les diagrammes remontent à environ 10 ka, sauf dans le grand Nord, où ils ne débutent que plus tard. Au Groenland oriental, trois lacs ont donné des âges ^{14}C entre 12 et 16 ka (Funder, 1979b; Björck et Persson, 1981). Ces datations ont été faites sur des argiles et des silts légèrement humiques, et la possibilité d'une contamination par du carbone isotopiquement inerte provenant des gisements de charbon avoisinants ne saurait être écartée. Il y a donc lieu de les considérer avec prudence, du moins jusqu'à ce qu'elles soient corroborées par d'autres observations.

La figure 13-33 illustre le développement général de la végétation dans différentes parties du Groenland, d'après des analyses exécutées sur des sédiments provenant de 25 bassins lacustres.

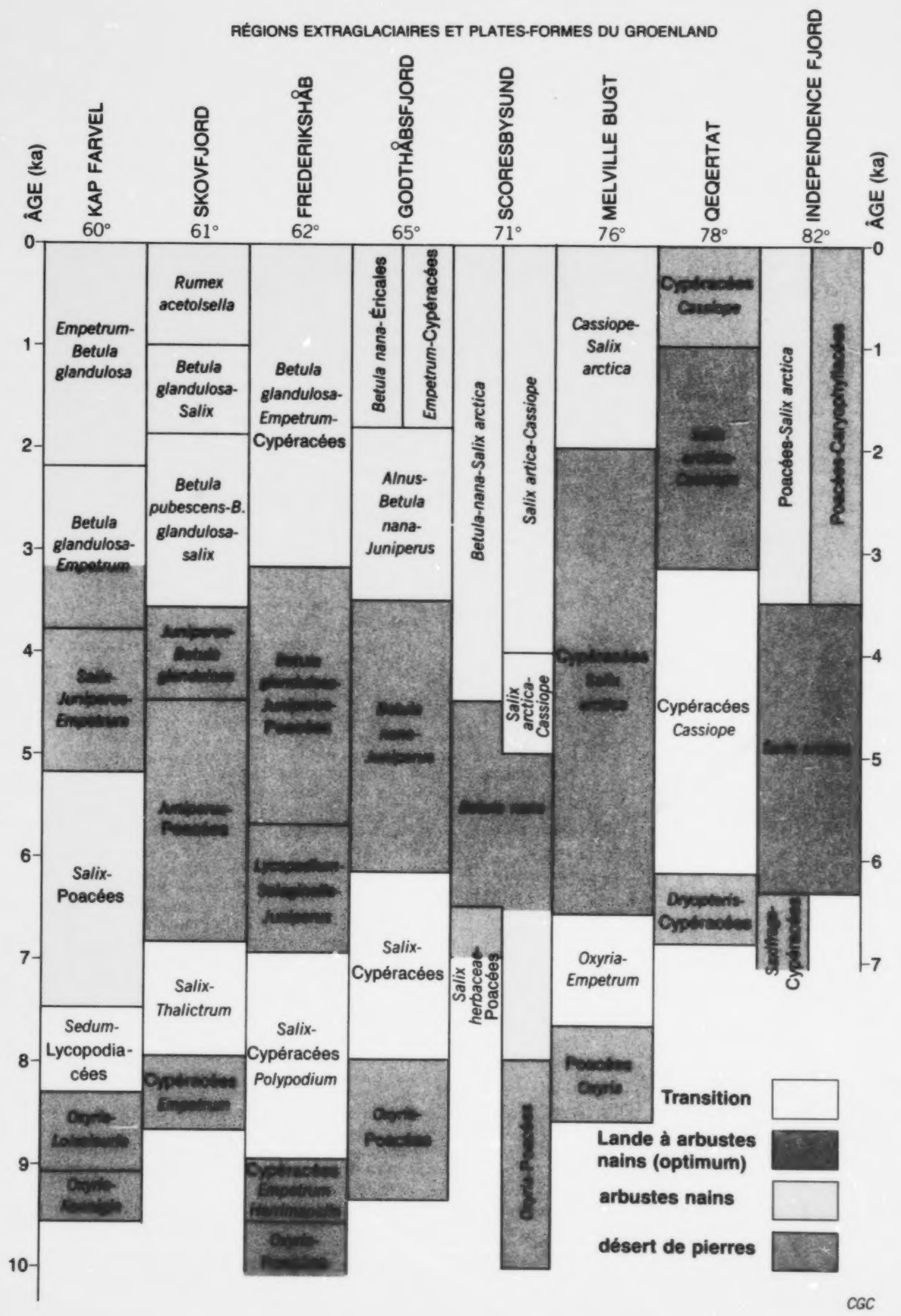
Le développement de la végétation comporte essentiellement trois phases. À une végétation de désert pierreux, caractérisée par la présence de populations d'herbacées et de graminées dispersées sur un sol minéral brut, a succédé, après une période de transition, une végétation de landes à arbustes nains de composition et densité variables. Dans le sud, sont apparus des taillis et même des bois. Ces deux phases ont été suivies, dans toutes les régions, d'un stade de détérioration marqué par la récurrence de communautés végétales moins denses et moins diversifiées.

Le développement de la végétation au Groenland occidental et oriental est illustré par les diagrammes polliniques des figures 13-34 et 13-35. Le premier stade, celui de la végétation de désert pierreux, se caractérise par une abondance de pollens de graminées et d'herbacées telles que *Oxyria digyna* et *Saxifraga oppositifolia*, et de Caryophyllacées, plantes qui existent aujourd'hui dans toutes les régions du pays et qui sont parmi les premières à envahir un sol fraîchement exposé. Cette végétation éparse tolère le processus de cryoturbation, l'érosion des sols durant la fonte des neiges et les problèmes de bilan hydrique causés par la faible profondeur de la surface du pergélisol; ces problèmes n'ont toutefois qu'un lien indirect avec le climat. Certaines des espèces du Bas-Arctique qui étaient présentes dans cette flore, comme *Angelica archangelica, Thalictrum alpinum* et d'autres, indiquent que les températures estivales étaient comparables sinon légèrement inférieures à celles d'aujourd'hui.

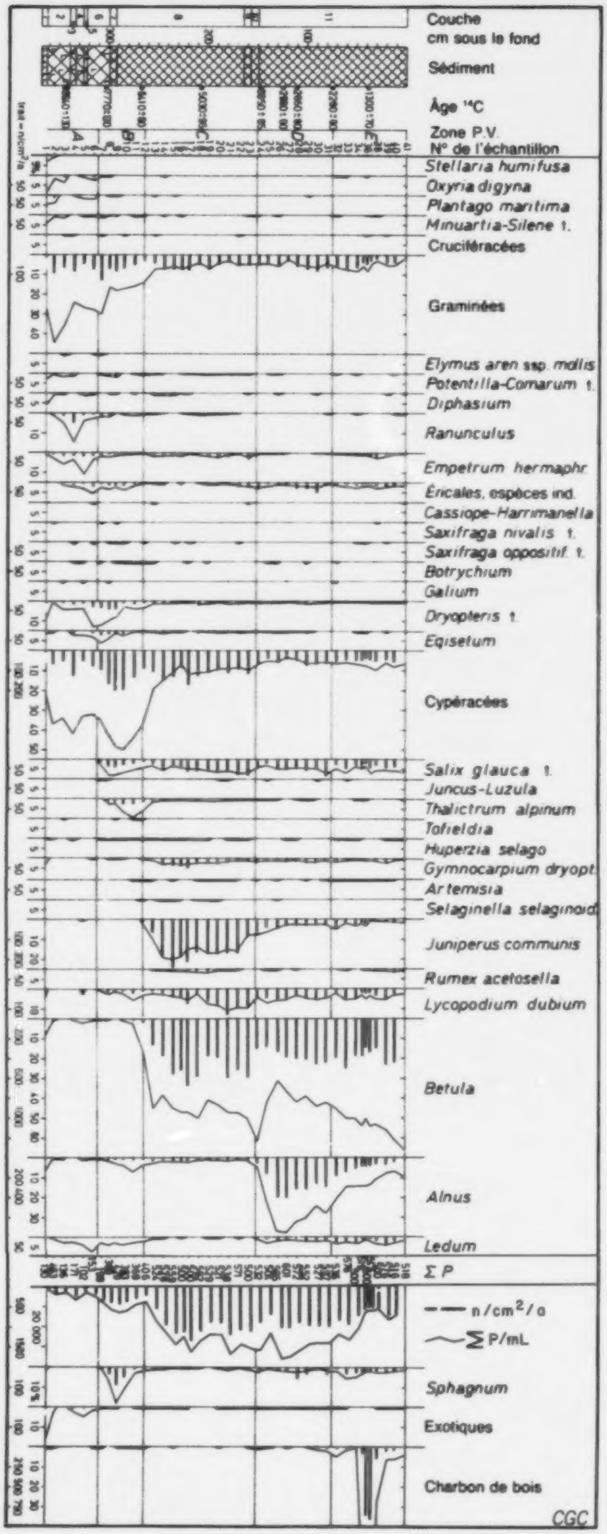
Cette première phase a pris fin vers 8 ka au sud de 75°N; au nord, elle a duré un ou deux millénaires de plus (fig. 13-33).

→

Figure 13-33. Assemblages polliniques et développement de la végétation durant l'Holocène au Groenland. (Les localisations et les références sont données à la figure 13-32.)



RÉGIONS EXTRAGLACIAIRES ET PLATES-FORMES DU GROENLAND
ÂGE (ka)
KAP FARVEL 60°
SKOVFJORD 61°
FREDERIKSHÅB 62°
GODTHÅBSFJORD 65°
SCORESBYSUND 71°
MELVILLE BUGT 76°
QEQERTAT 78°
INDEPENDENCE FJORD 82°
ÂGE (ka)
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
Empetrum-Betula glandulosa
Betula glandulosa-Empetrum
Salix-Poacées
Sedum-Lycopodiacées
Rumex acetolsella
Betula glandulosa-Salix
Betula pubescens-B. glandulosa-salix
Salix-Thalictrum
Betula glandulosa-Empetrum-Cypéracées
Salix-Cypéracées Polypodium
Betula nana-Éricales
Empetrum-Cypéracées
Alnus-Betula nana-Juniperus
Salix-Cypéracées
Betula-nana-Salix arctica
Salix artica-Cassiope
Salix arctica-Cassiope
Salix herbaceae-Poacées
Cassiope-Salix arctica
Oxyria-Empetrum
Cypéracées Cassiope
Poacées-Salix arctica
Poacées-Caryophyllacées
Transition
Lande à arbustes nains (optimum)
arbustes nains
désert de pierres
CGC



À la fin de ce stade de végétation de désert pierreux, des arbustes nains ont commencé à dominer les sites mésiques des basses terres. Certaines espèces s'y trouvaient déjà, mais éparses, notamment *Empetrum Nigrum* et *Vaccinium Uliginosum*, alors que beaucoup d'autres ont dû immigrer de l'Amérique du Nord ou de l'Europe septentrionale (fig. 13-36). Ainsi, *Betula nana*, un des premiers taxons à immigrer d'Europe, est apparu au Groenland oriental vers 8 ka et y a connu une expansion pour ainsi dire explosive. Par contre, il lui a fallu plus d'un millénaire pour se fixer au Groenland occidental (Funder, 1979b; Fredskild, 1985a).

Les plantes originaires d'Amérique du Nord comptent des espèces du Haut-Arctique qui ont apparemment traversé le détroit de Nares, et des espèces du Bas-Arctique venues, semble-t-il, du Labrador et traversant le détroit de Davis. Le premier groupe comprend *Salix arctica* et *Cassiope tetragona*, deux espèces actuellement dominantes dans plusieurs régions du Groenland septentrional; le second comprend *Betula glandulosa* et *Alnus crispa*. Le pollen d'*Alnus* est fréquent dans les sédiments lacustres de la côte du Groenland occidental, et ce jusqu'à 8 ka. Contrairement à Iversen (1952) et Fredskild (1973), selon lesquels ce pollen provient de l'Amérique du Nord à la faveur des vents qui soufflaient dans le détroit de Davis, Kelly et Funder (1974) le tiennent pour autochtone. Cependant, Fredskild (1983a) a produit des éléments nouveaux en faveur de la première hypothèse; à son avis, l'aulne n'aurait pas immigré avant 4 ka environ.

Au sud, les landes étaient constituées d'un grand nombre d'arbustes, notamment l'espèce thermophile *Juniperus communis*, de bouleaux nains et de plusieurs espèces d'éricales. Les sols humides ont été envahis par des taillis de *Salix glauca* et, plus tard, d'*Alnus crispa*; dans les vallées abritées de l'extrême sud se sont formés, vers 2 ou 3 ka, des boisés ouverts composés de *Betula pubescens* et de *Sorbus americana*. Au nord, les landes étaient ouvertes et leur flore se limitait à quelques espèces, notamment *Salix arctica, Cassiope tetragona* et *Vaccinium uliginosum*.

Au Groenland méridional, l'évolution des landes était associée à la formation de sols humiques stables, comme en témoignent la composition des sédiments lacustres et leur contenu en algues planctoniques. D'eutrophiques qu'ils étaient au début, à l'époque où le lessivage des sols les alimentait en éléments minéraux nutritifs, les lacs sont devenus progressivement oligotrophes puis se sont acidifiés à mesure que les éléments nutritifs ont été remplacés par des composés acides issus de la décomposition des sols humiques (Fredskild, 1983a, b).

Vers 5 ou 6 ka, les landes ont atteint leur maximum d'extension et de diversité, et ce dans la plupart des régions. Une détérioration s'est alors amorcée, mais elle n'a pas commencé partout au même moment (fig. 13-33). Il semble qu'elle ait d'abord affecté les zones côtières du Groenland oriental et qu'elle n'ait atteint le Groenland occidental que quelques millénaires plus tard. Sur les côtes du Groenland oriental et au Groenland septentrional, les landes ont été ramenées à une distribution plus restreinte,

←

Figure 13-34. Diagramme pollinique illustrant l'évolution de la végétation terrestre dans un lac du Groenland occidental (tiré de Fredskild, 1985a).

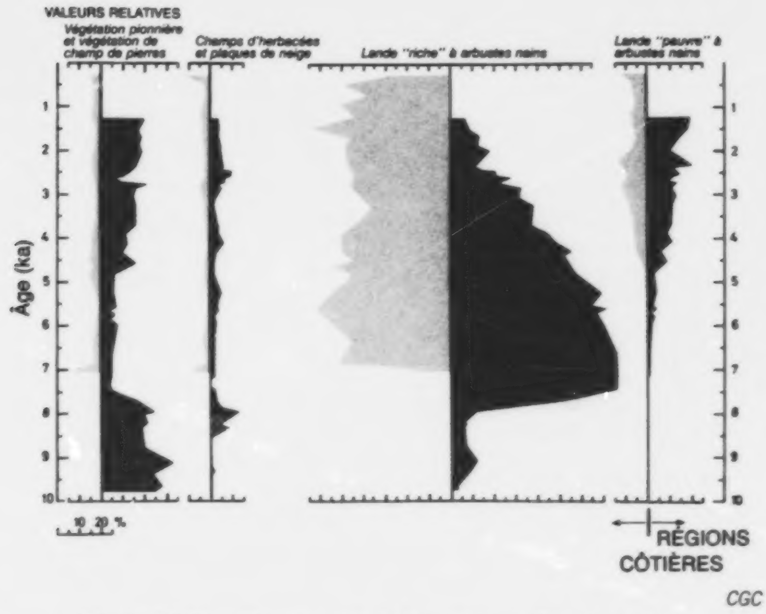


Figure 13-35. Diagramme pollinique composite illustrant l'évolution des grandes communautés végétales de la région du Scoresby Sund, Groenland oriental (tiré de Funder, 1978a). Les courbes tournées vers la gauche (en rouge) montrent l'évolution végétale des régions intérieures; les courbes tournées vers la droite (en noir) montrent celle des région côtières.

Figure 13-36. Âges ^{14}C de l'immigration de certaines plantes américaines et européennes au Groenland durant l'Holocène, et aire de distribution actuelle de ces plantes (tiré de Fredskild, 1985a, b).

et la végétation de désert pierreux a connu une nouvelle expansion; au Groenland occidental, par contre, les landes sont devenues dominées par les bouleaux nains dans les régions intérieures, et par *Empetrum* sur les côtes, comme c'est le cas de nos jours (fig. 13-34, 13-35).

L'histoire de la végétation est également liée à l'apport des peuples norois qui ont colonisé le Groenland occidental entre 60° et 65°N aux alentours de l'an 1000 de notre ère et qui, cinq siècles durant, y ont vécu d'élevage et de chasse. Les diagrammes polliniques de la tourbe et des sédiments lacustres prélevés à proximité des fermes médiévales démontrent que la colonisation a commencé par la coupe et le brûlage du taillis de saule en vue de la production de fourrages (Iversen, 1934, 1952; Fredskild, 1981). Un certain nombre de mauvaises herbes ont été introduites; sur les diagrammes polliniques du Groenland méridional, l'arrivée des colons norois est marquée par une expansion soudaine de *Rumex acetosella*. Bien que l'exploitation des tourbes et le surpâturage aient provoqué une érosion du sol au voisinage des fermes, les diagrammes polliniques n'amènent aucune explication satisfaisante à la disparition de ces colons.

ÉVOLUTION CLIMATIQUE, GLACIATION ET CIRCULATION OCÉANIQUE

S. Funder

Dans cette partie du chapitre, nous reconstituerons dans leurs grandes lignes les paléo-environnements du Tertiaire supérieur et du Quaternaire, à partir des données disponibles sur la distribution des glaces continentales, les variations spatio-temporelles des pollens et des faunes de mollusques, et les variations du niveau marin dont il est fait état ci-dessus. Ces variations spatio-temporelles seront comparées aux données de deux autres sources qui, depuis quelques décennies, ont apporté une profusion de renseignements sur les glaciations, la paléo-océanographie et les paléoclimats: les carottes de sédiments océaniques et les carottes de glace de l'inlandsis.

Par rapport aux données tirées des territoires non englacés, les carottes glaciaires et océaniques ont le double avantage de relater une histoire sédimentaire presque ininterrompue et d'être fort significatives pour de grandes régions géographiques. Par contre, les données qu'elles renferment, comme les données relatives à la composition isotopique des foraminifères benthiques, réclament parfois une bonne dose d'interprétation pour être traduites en renseignements utiles.

Au cours des dernières années, une abondante documentation s'est accumulée sur les forages océaniques. Le compte rendu présenté ci-dessous se limitera, pour des raisons évidentes, aux données obtenues dans les océans qui entourent le Groenland et à celles pouvant être mises en corrélation avec les données recueillies sur la terre ferme.

Funder, S.
1989: Évolution climatique et circulation océanique (Le Quaternaire des régions extraglacieires du Groenland et des plates-formes continentales adjacentes) In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 13, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Reeh (1989) a examiné en détail les résultats de l'analyse des carottes de l'inlandsis. Ces données, qui couvrent la période écoulée depuis le dernier interglaciaire, seront ici comparées aux résultats obtenus dans les zones extraglaciaires.

Des sections précédentes de ce chapitre, il ressort que les données disponibles sur le Quaternaire du Groenland se partagent entre deux périodes distinctes, l'une allant du Tertiaire supérieur au Quaternaire inférieur, et l'autre couvrant le Quaternaire supérieur (Illinoien à Holocène; fig. 13-3). Entre les deux subsiste une longue lacune, comme nous le verrons plus loin.

Données océaniques

Dans le cadre du Deep Sea Drilling Project et du Programme de forage des océans, des carottes ont été prélevées dans la baie de Baffin et la mer du Labrador (Davies, 1972; Srivastava, Arthur, Clement et al., 1987), dans le détroit du Danemark (Schambach, 1978), ainsi que dans les mers du Groenland et de Norvège (White, 1976; Eldholm, Thiede, Taylor et al., 1987). Elles remontent généralement jusqu'au Paléogène et, même si leur résolution temporelle est trop faible pour permettre une étude détaillée du Quaternaire, elles nous ont livré des renseignements importants sur l'évolution océanographique et climatique au Tertiaire supérieur, de même que sur le début des glaciations dans les régions continentales adjacentes.

Les données tirées des nombreuses carottes prélevées au moyen de carottiers à piston ou à cliquet sont beaucoup plus abondantes; elles ont une meilleure résolution temporelle, mais ne remontent généralement qu'à 200 ou 300 ka. Des données détaillées sont actuellement disponibles pour une quarantaine de stations situées dans la baie de Baffin (Aksu, 1985; de Vernal et al., 1987), dans la mer du Labrador (Fillon, 1985; Aksu et Mudie, 1985), dans le détroit du Danemark et les mers du Groenland et de Norvège (Kellogg, 1980), ainsi que dans l'océan Arctique (Makussen et Thiede, 1985); ces données renferment notamment des analyses de la composition isotopique de l'oxygène et de la composition des faunes de foraminifères, ainsi que des données sur la chimie et la lithologie des sédiments. Les âges sont habituellement établis d'après la stratigraphie isotopique de référence (Shackleton et Opdyke, 1973, 1977), mais deux couches de cendres datées respectivement à 10 et 65 ka constituent des horizons repères importants; ces cendres, qui semblent couvrir de vastes étendues dans l'Atlantique-Nord, ont peut-être été apportées d'Islande par transport glaciel (Ruddiman et Glover, 1972) ou par transport atmosphérique (Mangerud et al., 1984).

Les carottes océaniques, en particulier celles des carottiers à piston ou à cliquet, ont livré une masse impressionnante de renseignements sur les glaciations antérieures et sur la distribution des masses d'eau dans les océans autour du Groenland. Cette information doit être prise en considération dans l'étude des données continentales, même s'il existe encore de gros problèmes de corrélation.

Début de la glaciation

L'indice le plus ancien de l'existence d'un inlandsis au Groenland est la présence d'une discordance d'érosion et de sédiments glaciaires dans les profils sismiques exécutés

sur la plate-forme continentale du Groenland oriental (voir *Géologie quaternaire des plates-formes continentales du Groenland, Pliocène-Pléistocène*). Cette glaciation, dont l'extension n'a jamais été égalée depuis, a été provisoirement datée à 2,4 Ma (H.C. Larsen, Commission géologique du Groenland, Danemark, communication personnelle, 1986). Cet âge s'accorde généralement avec les résultats des forages océaniques récents qui situent à la même époque un épisode de glaciation majeure dans les territoires adjacents à l'Atlantique-Nord, même si l'englaciation a pu débuter plus tôt, notamment en bordure de l'océan Arctique (Clark, 1982; Eldholm, Thiede, Taylor et al., 1987).

L'existence de diamictons dans les formations de Lodin Elv et de Kap København met en évidence une phase d'englaciation plus récente, que la datation biostratigraphique place aux environs de la transition entre le Pliocène et le Pléistocène, soit vers 1,8 Ma. Selon une interprétation largement admise, ces sédiments auraient été déposés par des icebergs (fig. 13-17, 13-23). Ils renferment des faunes de mollusques marins (voir la section sur les paléofaunes) typiques d'un climat arctique. Cependant, rien dans les affleurements n'indique si ces dépôts sont associés à des glaciers locaux ou à la marge de l'inlandsis en retrait.

Sur la faune arctique de la Formation de Kap København repose du sable contenant des restes de faunes et de flores typiques des régions boréales et du Bas-Arctique. C'est donc dire que les températures ont augmenté à nouveau et que le climat dans l'extrême nord du Groenland était comparable à celui qui règne actuellement 2 500 km plus au sud (voir la section consacrée à la flore du Pliocène supérieur et du Quaternaire inférieur). Il a pu exister des glaciers de montagne durant cet intervalle, mais il est inconcevable que l'inlandsis ait pu subsister à des températures aussi élevées. Ainsi, même si les indices d'un inlandsis et d'un climat arctique remontent jusqu'au Pliocène supérieur, il semble que l'inlandsis soit disparu au cours de ces interglaciaires.

Illinoien (?)

Le till altéré et les erratiques dispersés en haute montagne et sur les côtes externes montrent qu'un épisode d'englacement général a affectée toutes les parties du Groenland avant 30 ou 40 ka (d'après la datation au ^{14}C de sédiments marins postérieurs). Dans l'ouest, l'est et le nord du Groenland, cet épisode glaciaire porte les noms de Fiskebanke, Scoresby Sund et Bliss Bugt respectivement. Une évaluation du degré d'altération du till nous porte à admettre, comme hypothèse de travail, que ces trois glaciations sont corrélatives; et d'après les affleurements observés à l'île Saunders et dans la Jameson Land, dans le nord-ouest et l'est du Groenland, cette glaciation est provisoirement attribuée à l'Illinoien.

Durant cette glaciation, la plate-forme continentale a été envahie par l'inlandsis; au Groenland occidental, ces glaces atteignaient le rebord de la plate-forme, à 100-150 km de la côte actuelle, où elles ont formé les moraines de Hellefisk. Dans le nord-ouest, l'inlandsis avait franchi le détroit de Nares et envahi une partie des côtes de l'île d'Ellesmere dans l'Arctique canadien, tandis qu'au Groenland oriental, les glaces, dont l'écoulement était indépendant de la topographie actuelle des fjords, s'étendaient sur la plate-forme jusqu'à une distance encore inconnue.

Il est probable que la faune marine de Laksebugt, au Groenland occidental, relfète l'influx initial d'eaux subarctiques après la disparition de l'inlandsis (tableau 13-5).

Il serait prématuré de corréler ces événements relativement hypothétiques avec d'autres données. Fillon (1985) a néanmoins observé, dans la mer du Labrador et la baie de Baffin, un apport considérable de sables, ce qui lui a fait supposer que les territoires environnants ont été soumis à une englaciation majeure vers la fin de l'étage isotopique 6. Cet étage est considéré ici comme l'équivalent de l'Illinoien. Cet intervalle temporel est mal représenté dans les carottes océaniques de la mer du Groenland et de la mer de Norvège; néanmoins, les données suggèrent que la région était alors dominée par des masses d'eau polaire (Kellogg et al., 1978; Streeter et al., 1982).

Sangamonien

Les sédiments marins de Kaffehavn et de Langelandselv, dans le nord du Groenland occidental et oriental, sont attribués à un interglaciaire, car leurs faunes de mollusques comportent des espèces subarctiques à des sites se trouvant près des limites de leur aire de distribution actuelle ou plus au nord (fig. 13-29).

Dans le cas des mers du Groenland et de Norvège, Kellogg (1980) a constaté que les conditions océanographiques durant le sous-étage isotopique 5e ressemblaient aux conditions actuelles, quoique la circulation était alors un peu plus vigoureuse. Or, ces conditions ne se sont produites que deux fois depuis 400 ka: durant le sous-stade 5e et durant l'Holocène. À la lumière de ces observations, les sédiments marins de Langelandselv sont mis en corrélation avec le sous-étage 5e, auquel est attribué un âge de 125 à 115 ka (Kellogg et al., 1978). Dans la mer du Labrador et la baie de Baffin, le sous-étage est également marqué par un pic d'abondance des foraminifères planctoniques subpolaires, sauf que l'enregistrement est brouillé par la dissolution différentielle des coquilles. Néanmoins, Fillon (1985) ayant lui aussi constaté la similitude des conditions océanographiques durant le sous-étage 5e et l'actuel, il est probable que les dépôts de Kaffehavn sont corrélatifs de ce sous-étage.

Corrolairement, l'environnement marin était un peu plus chaud au Sangamonien qu'il n'allait le devenir à l'Holocène.

Aucun dépôt de sédiments terrestres interglaciaires n'a été observé; Reeh (1989) signale cependant que les environnements terrestres en existence à cette époque ont fait l'objet d'amples discussions. Tandis que si la carotte prélevée à Camp Century semble contenir une glace d'inlandsis formée durant le Sangamonien, la carotte du Dye 3, au sud, est plus difficile à interpréter; sa glace basale provient peut-être d'un glacier local de type alpin, auquel cas le dôme sud n'était pas en existence alors. C'est une possibilité que Weidick (1975b) avait déjà envisagée sur la foi des bilans glaciologiques.

Wisconsinien

Le passage du Sangamonien au Wisconsinien est marqué par la disparition des faunes de mollusques d'affinité subarctique au profit de faunes comportant des espèces arctiques sublittorales dans les sédiments marins de Svartenhuk et de Jameson Land, dans l'ouest et l'est du Groenland

(tableau 13-5). Ces séquences ne contiennent pas de sédiments d'origine glaciaire, et l'analyse des acides aminés indique que sur les côtes externes, le Sangamonien a été suivi d'une longue période sans glaciation mais marquée par des conditions polaires. En milieu terrestre cependant, il devait y avoir accumulation de glaces, puisque les sédiments de Jameson Land mettent en évidence une subsidence de la côte est du Groenland au cours de cette période. Après 40 ka, les sédiments marins ont été recouverts par des glaces qui se sont avancées sur la plate-forme continentale.

Les données, quoique fragmentaires, ne présentent auncun indice qui puisse faire croire que les glaces continentales se soient étendues au-delà de la côte actuelle au Wisconsinien inférieur et moyen. La stratigraphie suggère plutôt que la croissance de l'inlandsis fut graduelle et que l'extension maximale fut atteinte durant les glaciations de Sisimiut, de Flakkerhuk et d'Independence Fjord dans l'ouest, l'est et le nord du Groenland respectivement, vers 14 ka ou un peu avant. Il ressort également des observations que les principales fluctuations des marges de l'inlandsis ont été à peu près synchrones partout au Groenland; l'intensité et le style de la glaciation ont cependant varié d'une région à l'autre.

C'est dans le sud-est et dans l'ouest que l'inlandsis a connu la plus forte croissance; dans ces régions, les glaces dépassaient leur marge actuelle de plusieurs centaines de kilomètres et atteignaient une épaisseur d'au moins 1 000 m sur la côte actuelle. Les modelés formés au cours de cette période témoignent d'un régime glaciaire vigoureux, caractérisé par un net glissement du glacier sur le substratum rocheux (fig. 13-2). Le terminus de l'inlandsis était situé sur la plate-forme continentale alors à sec, comme dans certaines parties du Groenland occidental, ou était ancré en eaux peu profondes, comme dans le sud-est du Groenland (fig. 13-26).

Dans le nord et dans la partie du Groenland oriental située au nord de 69°N, par contre, l'inlandsis avait une épaisseur maximale de 400 à 600 m; les régions montagneuses et les plaines côtières sont demeurées libres de glace pendant tout le Wisconsinien. Dans ces régions, l'écoulement de l'inlandsis était contrôlé par la topographie locale, comme en témoignent les modelés et la dispersion des erratiques. Les langues glaciaires au débouché des fjords s'étalaient sur la plate-forme continentale, sans pour autant former une marge glaciaire continue (fig. 13-18). Dans l'extrême nord cependant, il y a eu coalescence des langues glaciaires et formation de plates-formes glaciaires le long des côtes, et il est possible que l'une de ces plates-formes ait été très vaste et ait occupé la mer de Lincoln entre le Groenland et l'île d'Ellesmere (fig. 13-24). Cette plate-forme glaciaire était alimentée surtout par une vaste langue glaciaire qui avait une double origine, canadienne et groenlandaise, et qui s'écoulait vers le nord jusque dans la mer de Lincoln, via le détroit de Nares, et vers le sud jusque dans le nord de la baie de Baffin.

L'inlandsis a commencé à se retirer de sa limite wisconsinienne avant 10 ka, et peut-être vers 14 ka ou avant, comme l'indiquent des datations au ^{14}C au Groenland occidental. Vers 10 ou 11 ka, la marge glaciaire reposait sur la côte au Groenland occidental (fig. 13-10, 13-11), et sur un seuil topographique important au Groenland oriental, où les glaciers des fjords se sont réavancés durant le stade de Milne Land, à peu près à la même époque (fig. 13-18). Au Groenland occidental, le retrait glaciaire s'est effectué avec un synchronisme qui contraste avec la variabilité du retrait glaciaire à l'Holocène; la désagrégation de l'inlandsis a peut-être été déclenchée par une remontée du niveau marin, ce qui aurait eu pour effet de déstabiliser les parties de la marge glaciaire ancrées sur la plate-forme continentale le long de toute la côte.

Les variations spatio-temporelles des glaciations continentales au Groenland sont tantôt en accord, tantôt en désaccord avec les données de la stratigraphie océanique provenant des mers adjacentes. Il faut se garder de surestimer l'importance de ces écarts, compte tenu des erreurs que peuvent contenir les deux ensembles de données. Néanmoins, certaines observations peuvent être dégagées.

La différence entre les régimes glaciaires du sud-est et de l'ouest et ceux du nord suggère que les gradients de température et d'humidité d'est en ouest étaient davantage prononcés à cette époque qu'ils ne le sont aujourd'hui. Cette interprétation est corroborée par l'analyse des carottes océaniques, où sont mises en évidence des différences dans l'évolution des conditions océanographiques entre les mers du Groenland et de Norvège, à l'est, et la baie de Baffin et la mer du Labrador, à l'ouest.

Dans les mers du Groenland et de Norvège, la transition entre le sous-étage 5d et le sous-étage 5e de la stratigraphie isotopique de l'oxygène, interprétée ici comme reflétant le passage de conditions interglaciaires à des conditions glaciaires vers 115 ka, a été marquée par des changements brusques, caractérisés par un enrichissement en oxygène lourd (^{18}O) dans les foraminifères benthiques, par la disparitition des foraminifères planctoniques subpolaires et par un pic de la fréquence des foraminifères benthiques caractéristiques d'une couverture glacielle pérenne (Kellogg et al., 1978; Kellogg, 1980; Streeter et al., 1982). Ces variations ont été plus brusques dans ces deux mers que partout ailleurs dans l'Atlantique-Nord; elles tiennent à une interruption soudaine de l'influx d'eaux tempérées provenant du sud, influx qui ne fut rétabli qu'à la toute fin du Wisconsinien. Ainsi, les mers du Groenland et de Norvège sont demeurées froides et à toutes fins utiles isolées de la circulation océanique pendant la dernière partie du Sangamonien et durant tout le Wisconsinien, d'où l'hypothèse d'un climat froid et continental sur la côte est du Groenland; cette conclusion s'accorde d'ailleurs avec les observations faites en milieu terrestre au Groenland oriental où est mise en évidence, au nord de 69°N, une glaciation caractérisée par des glaces minces, à faible taux d'accumulation, plutôt passives.

Dans la baie de Baffin et la mer du Labrador, par contre, le passage du sous-étage 5e au sous-étage 5d fut moins accusé, et des influx d'eaux sub-arctiques en provenance de l'Atlantique ont pénétré de façon intermittente au large de la côte ouest du Groenland durant tout le Wisconsinien. Ces intervalles caractérisés par des eaux plus chaudes ont alterné, dans la région, avec de courts intervalles caractérisés par une circulation bloquée et un climat arctique, très froid et sec (Fillon, 1985; Aksu, 1985). De façon générale, le climat plus chaud et plus humide qui régnait de ce côté du Groenland est tout à fait compatible avec le style glaciaire observé dans la région côtière et caractérisé par la forte épaisseur des glaces et par leur action plus vigoureuse que sur la côte est. Cependant, la glaciation de Sisimiut au Groenland occidental pourrait aussi être corrélative de l'étage isotopique 2, alors que le courant

marin de l'ouest du Groenland était interrompu (de Vernal et Hillaire-Marcel, 1987).

Les données océaniques et les observations terrestres semblent donc s'accorder sur certains points. Par rapport aux reconstitutions réalisées dans la région de la baie de Baffin et de la mer du Labrador, et aussi par rapport à l'évolution que les inlandsis avoisinants ont connue pendant la même période, le style de glaciation dans le territoire groenlandais semble se distinguer par son apparente simplicité; le fait qu'il puisse exister des lacunes dans la stratigraphie continentale pourrait expliquer en partie certaines des contradictions relevées entre les divers cadres stratigraphiques. La plupart des différences constatées n'en sont pas moins réelles. En effet, les volumes de glace mis en jeu dans la croissance et la désagrégation de l'inlandsis du Groenland étaient sans doute moindres que dans les inlandsis avoisinants. En outre, l'aspect le plus remarquable de l'histoire de l'inlandsis du Groenland au cours du Wisconsinien et de l'Holocène, c'est la stabilité temporelle de cette masse glaciaire, situé au beau milieu d'une région au climat turbulent, caractérisé par d'importants transferts thermiques méridiens.

Holocène

Transition Wisconsinien-Holocène. Le passage du Wisconsinien à l'Holocène est marqué par un signal très net dans les enregistrements provenant des territoires extraglaciaires, de l'inlandsis proprement dit et des océans. De façon générale, ce signal est le résultat direct ou indirect d'un réchauffement rapide du climat.

Dans les territoires extraglaciaires, le nombre d'âges ^{14}C obtenus sur des coquilles marines et des sédiments lacustres augmente brusquement à la limite Wisconsinien-Holocène (fig. 13-6, 13-14, 13-21), suggérant que le soulèvement isostatique causé par la fonte rapide des glaces continentales avait déjà commencé à cette époque. De plus, la végétation était suffisamment dense pour permettre l'accumulation de sédiments organiques dans certains bassins lacustres.

Au Groenland oriental, au nord de 69°N, une réavancée majeure des glaciers des fjords (le stade de Milne Land) a eu lieu à cette époque, peut- être en réaction à une augmentation des précipitations causée par la disparition ou la réduction de la banquise estivale le long des côtes. Au Groenland occidental, le stade de Taserqat, contemporain du stade de Milne Land, a laissé des moraines sur une grande partie du littoral (fig. 13-11); il reste toutefois à déterminer si ces moraines marquent une réavancée glaciaire à incidence climatique ou une pause glaciaire attribuable à des facteurs glaciodynamiques (par ex. Kelly, 1985). Le stade de Disko, daté à environ 9 ka, est marqué par l'expansion d'une calotte glaciaire locale dans la zone côtière, probablement causée par une augmentation des précipitations. Dans l'est comme dans l'ouest, donc, les marges glaciaires ont réagi par à-coups aux variations climatiques.

Une fois déglacés, les territoires ont été envahis par une végétation de désert pierreux; cependant, les plantes herbacées dispersées dans cette végétation, comptaient des espèces thermophiles subarctiques qui indiquent des températures estivales à peine inférieures aux températures actuelles. De même, des mollusques subarctiques sont apparus sur la côte du Groenland occidental dès 9 ka, ce qui indique que le courant chaud de l'ouest du Groenland était actif à cette époque et qu'il pénétrait dans la baie de Baffin presque aussi profondément qu'actuellement (fig. 13-29).

Dans les longues carottes de l'inlandsis, la limite entre le Wisconsinien et l'Holocène est également marquée par des variations prononcées de la composition isotopique de l'oxygène, de la teneur en poussières, de l'acidité et de la concentration des composés chimiques (Dansgaard et al., 1984; Hammer et al., 1985; Herron et Langway, 1985; voir aussi Reeh, 1989). Hammer et al. (1986) pensent que le passage des conditions glaciaires aux conditions interglaciaires s'est peut-être accompli en l'espace de quelques décennies sous l'effet d'une modification radicale de la circulation atmosphérique sur de l'Atlantique-Nord et d'une augmentation des précipitations sur l'inlandsis du Groenland.

Dans les sédiments océaniques de l'Atlantique-Nord, le passage du Wisconsinien à l'Holocène est marqué par une moindre dispersion glacielle des cendres volcaniques, par une augmentation de la productivité des foraminifères planctoniques et par une expansion des espèces subpolaires. Tous ces changements suggèrent que le front océanique polaire se déplaçait vers le nord-ouest et que la circulation actuelle s'était déjà établie vers 9 ka dans la baie de Baffin et la mer du Labrador (par ex. Ruddiman et McIntyre, 1981). Cependant, la côte est du Groenland demeurait soumise à un environnement glaciaire. Toutes les sources de données s'accordent donc sur un point: entre 11 à 9 ka, les conditions environnementales au Groenland, tout comme dans le nord-ouest de l'Europe, ont subi des changements très rapides.

Holocène inférieur. L'Holocène inférieur se caractérise par un retrait rapide des marges glaciaires; à 7 ka environ, la limite des territoires encore englacés était essentiellement la même qu'aujourd'hui, et ce dans tous les secteurs. Il y a cependant quelques exceptions. Ainsi, dans les régions froides et humides du nord et du sud du Groenland occidental, le retrait glaciaire avait été marqué d'un halte un ou deux millénaires plus tôt, alors que dans le centre du Groenland occidental, au climat plus doux et plus sec, la marge glaciaire s'était probablement retirée derrière ses limites actuelles (fig. 13-11). Les nombreuses moraines datant de cette période ont probablement été déposées durant une pousse du retrait glaciaire causée par l'influence du relief, ou sinon pendant une réavancée mineure des marges glaciaires en déséquilibre dynamique. Après 7 ka, les marges glaciaires ont retraité jusqu'à 10 km derrière leur position actuelle.

De plus, vers 7 ka, la végétation de désert pierreux avait fait place à une lande à arbustes nains dans tous les sites propices. Au sud de 76°N, les landes étaient denses et composées de nombreuses espèces; au nord, elles étaient moins variées (fig. 13-32, 13-33). Fredskild (1984) a déduit de la présence de pollens nord-américains que de forts vents du sud-ouest en provenance du Labrador ont atteint le sud-ouest du Groenland durant les étés de l'Holocène inférieur, sans toutefois pénétrer dans la région de la baie de Baffin plus au nord.

Sur la côte du Groenland oriental, des bivalves subarctiques sont apparus vers 8,5 ka, ce qui indique que l'influx d'eaux subarctiques chaudes dans cette région était supérieur à l'influx actuel. Vers 7,5 ka, des mollusques d'affinité boréale-subarctique, aujourd'hui disparus des eaux

groenlandaises, vivaient à certains endroits le long de la côte du Groenland occidental (fig. 13-30).

Les températures vers 7 ou 8 ka étaient donc légèrement supérieures à celles d'aujourd'hui. Cette conclusion est confirmée par les données provenant de l'inlandsis du Groenland où des glaces isotopiquement plus légère se sont accumulées à compter d'environ 8,5 ka (Hammer et al., 1986).

Holocène supérieur. La fin de la période chaude de l'Holocène fut asynchrone. Le refroidissement climatique s'est d'abord fait sentir sur la côte du Groenland oriental vers 5 ka; des landes à arbustes nains, à couvert dense, se sont transformées en landes plus ouvertes, avec reprise de la cryoturbation dans les sols (fig. 13-34). Simultanément, les mollusques subarctiques s'éteignaient ou voyaient leurs aires de distribution considérablement réduites dans les fjords adjacents. Au Groenland occidental, des signes de refroidissement apparaissent sur les diagrammes polliniques vers 4 ka (fig. 13-33; Fredskild, 1984). Presque à la même époque, les mollusques d'affinité boréale-subarctique ont déserté les eaux groenlandaises (fig. 13-31). En milieu côtier, dans l'extrême nord, la lande à arbustes nains du Haut-Arctique a été remplacée par un désert polaire vers 5 ka (Funder, et Abrahamsen, 1988). Cependant, pendant encore un millénaire au moins, du bois flotté a continué d'échouer sur des rives qui sont aujourd'hui figées en permanence par la banquise (fig. 13-21). La banquise devait donc être moins dense à cette époque qu'elle ne l'est actuellement, et suffisamment ouverte pour permettre à des radeaux glaciels chargés de bois de dériver sur l'océan Arctique (par ex. Stewart et England, 1983).

Par la suite, probablement autour de 3 ka, une réavancée glaciaire s'est produite dans la plupart des régions, atteignant son extension maximale à la fin du XIX[e] siècle. La limite maximale de la marge glaciaire est marquée par des moraines fraîches, et les conditions très froides ayant existé il y a 100 ou 200 ans peuvent avoir contribué à pousser les marges glaciaires jusqu'à cette position (Weidick, 1984). La subsidence actuelle des côtes du Groenland tire peut-être son origine de la réavancée glaciaire du dernier millénaire.

REMERCIEMENTS

La rédaction de ce chapitre a nécessité plus d'un an de travail. Les auteurs désirent remercier les musées de géologie et de botanique de l'Université de Copenhague ainsi que la Commission géologique du Groenland d'avoir mis à leur disposition le temps et le matériel nécessaires. Ils remercient en outre la Commission géologique du Groenland d'avoir mis à leur disposition des rapports inédits et des dossiers internes et d'avoir aimablement autorisé la publication de ce chapitre. La tâche fastidieuse de la lecture critique des manuscrits a été menée à bien par Ole Bennike (Musée de géologie, Université de Copenhague), Weston Blake, Jr. (Commission géologique du Canada), Peter Dawes, Anker Weidick, Niels Henriksen (Commission géologique du Groenland), Christian Hjort (Université de Lund) et Michael Kelly (Université de Lancaster, Angleterre), dont les conseils ont toujours été vivement appréciés.

BIBLIOGRAPHIE

Abrahamsen, N. and Marcussen, C.
1986: Magnetostratigraphy of the Plio-Pleistocene Kap København Formation, eastern North Greenland; Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 44, p. 53-61.

Ahlmann, H.W.
1941: Studies in north-east Greenland 1939-1940; Geografiska annaler, v. 23, p. 145-209.

Aksu, A.E.
1985: Climatic and oceanographic changes over the past 400 000 years: evidence from deep-sea cores on Baffin Bay and Davis Strait; in Quaternary Environments Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and Western Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, Boston, p. 181-210.

Aksu, A.E. and Mudie, P.J.
1985: Late Quaternary stratigraphy and paleontology of Northwest Labrador Sea; Marine Micropaleontology, v. 9, p. 537-557.

Belknap, R.L.
1941: Physiographic studies in the Holsteinsborg district of southern Greenland; University of Michigan Studies, Scientific Series, no. 6 II, p. 199-255.

Bendix-Almgreen, S.E.
1976: Palaeovertebrate faunas of Greenland; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt (ed.); The Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 534-573.

Bendix-Almgreen, S.E., Fristrup, B., and Nichols, R.L.
1967: Notes on the geology and geomorphology of the CareyØer, Northwest Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 164, no. 8, 19 p.

Bennike, O.
1983a: Pingos in Peary Land, North Greenland; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 32, p. 1-3.
1983b: Palaeoecological investigations of a Holocene peat deposit from Vølvedal, Peary Land, North Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, report no. 115, p. 15-20.
1987: Quaternary geology and biology of the Jørgen Brønlund Fjord area, North Greenland; Meddelelser om Grønland, Geoscience, no. 18, 23 p.

Bennike, O., Dawes, P.R., Funder, S., Kelly, M., and Weidick, A.
1987: The late Quaternary history of Hall Land, northwest Greenland: Discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 370-374.

Beschel, R.E.
1961: Dating rock surfaces by lichen growth and its application to glaciology and physiography (lichenometry); in Geology of the Arctic, Volume 2, G.O. Raasch (ed.); Toronto University Press, Toronto, p. 1042-1062.

Bick, H.
1978: A postglacial pollen diagram from Angmagssalik, East Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 204, no. 1, 22 p.

Birkelund, T. and Perch-Nielsen, K.
1976: Late Palaeozoic-Mesozoic evolution of central East Greenland; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt (ed.); Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 302-339.

Björck, S. and Persson, T.
1981: Late Weichselian and Flandrian biostratigraphy and chronology from Hochstetter Forland, Northeast Greenland; Meddelelser om Grønland, Geoscience, no. 5, 19 p.

Blake, W., Jr.
1975: Glacial geological investigations in north-western Greenland; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 435-439.
1977: Radiocarbon age determinations from the Carey Islands, Northwest Greenland; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 445-454.

Blake, W., Jr., Boucherle, M.M., Smol., J.P., Fredskild, B., and Janssens, J.A.
1985: Holocene lake sediments from Inglefield Land, Northwestern Greenland; 4th International Symposium on Paleolimnology, Ossiach, Austria, p. 11.

Böcher, T.W.
1949: Climate, soil and lakes in continental West Greenland in relation to plant life; Meddelelser om Grønland, v. 147, no. 2, 63 p.

Bøgvad, R.
1940: Quaternary geological observations etc. in south-east and south Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 107, no. 3, 42 p.

Brassard, G.R. and Blake, W., Jr.
1978: An extensive subfossil deposit of the arctic moss **Aplodon wormskioldii**; Canadian Journal of Botany, v. 56, p. 1852-1859.

Brett C.P. and Zarudzki, E.F.K.
1979: Project Westmar, a shallow marine geophysical survey on the West Greenland shelf; Grønlands geologiske Undersøgelse, report no. 87, 27 p.

Bretz, J.H.
1935: Physiographic studies in East Greenland; in The Fjord Region of East Greenland, L.A. Boyd (ed.); American Geographical Society, Special Publications, v. 18, p. 159266.
Brooks C.K.
1979: Geomorphological observations at Kangerdlugssuaq, East Greenland; Meddelelser om Grønland, Geoscience no. 1, 21 p.
Brooks C.K. and Nielsen, T.F.D.
1982: The Phanerozoic development of the Kangerdlugssuaq area, East Greenland; Meddelelser om Grønland, Geoscience no. 9, 30 p.
Brown, R.
1871: On the physics of Arctic Ice, as explanatory of the glacial remains in Scotland; Quaternary Journal from the Geological Society 1871, p. 671-701.
Bryan, M.S.
1954: Interglacial pollen spectra from Greenland; Danmarks geologiske Undersøglse, 3. raekke, v. 80, p. 65-72.
Christie, R.L.
1967: Reconnaissance of the surficial geology of northeastern Ellesmere Island, Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 138, 50 p.
1975: Glacial features of the Børglum Elv region, eastern North Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, report no. 75, p. 26-27.
1983: Lithological suites as glacial «tracers», eastern Ellesmere Island, Arctic Archipelago; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 399-402.
Clarke, D.L.
1982: Origin, nature and world climate effect of Arctic Ocean ice-cover; Nature, v. 300, p. 321-325.
Clark, J.A.
1976: Greenland's rapid postglacial emergence: A result of ice-water gravitational attraction; Geology, v. 4, p. 310-312.
Clarke D.B. and Pedersen, A.K.
1976: Tertiary volcanic province of West Greenland; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt (ed.); Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 364-385.
Cruickshank J.G. and Colhoun, E.A.
1965: Observations on pingos and other landforms in Schuchertdal, northeast Greenland; Geografiska annaler, v. 47A, p. 224-236.
Danmarks geologiske Undersøgelse
1988: «18. Nordiske Geologiske Vintermøde, København 1988, Abstracts; Danmarks geologiske Undersøgelse, Copenhagen.
Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C.U., and Oeschger, H.
1984: North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores; Geophysical Monograph no. 29, Maurice Ewing series, v. 5, p. 288-298.
Davies, T.A. (editor)
1972: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 12; U.S. Government Printing Office, Washington, 1243 p.
Davies, W.E.
1961: Surface features of permafrost in arid areas; in Geology of the Arctic, Volume 2, G.O. Raasch (ed.); Toronto University Press, Toronto, p. 981-987.
1963: Glacial geology of Northern Greenland; Polarforschung, v. 4, p. 94-103.
1972: Landscape of northern Greenland; Cold Regions Research Engineering Laboratory, Special Report no. 164, 55 p.
Davies, W.E. and Krinsley, D.B.
1961: The recent regimen of the ice cap margin in North Greenland; in Symposium of Obergurgl, International Association of Scientific Hydrology, Publication no. 58, p. 119-130.
Davies, W.E., Krinsley, D.B., and Nicol, A.H.
1963: Geology of the North Star Bugt area, Northwest Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 162, no. 12, 68 p.
Dawes, P.R.
1970: Quaternary studies in northern Peary Land; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 28, p. 15-18.
1977: Geological photo-interpretation of Hall Land: part of the regional topographical-geological mapping of northern Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 85, p. 25-29.
1986: Glacial erratics on the Arctic Ocean margin of North Greenland: implications for an extensive ice-shelf; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 35, p. 59-69.
1987: Topographical-geological maps of Hall Land, North Greenland (81-82N): Description of a computer-assisted photogrammetric programme in a region of Lower Paleozoic and Quaternary deposits; Grønlands geologiske Undersøgelse, Bulletin, scale 1:66 500.
Dawes, P.R. and Peel, J.S.
1981: The northern margin of Greenland from Baffin Bay to the Greenland Sea; in The Ocean Basins and Margins, Volume 5, A.E.M. Nairn, M. Churkin, and F.G. Stehli (ed.); Plenum Press, New York, p. 201-264.
Donner, J.
1978: Holocene history of the west coast of Disko, central West Greenland; Geografiska annaler, v. 60A, p. 63-72.
Donner, J. and Jungner, H.
1975: Radiocarbon dating of shells from marine Holocene deposits in the Disko Bugt area, West Greenland; Boreas, v. 4, p. 25-45.
Eldholm, O., Thiede, J., Taylor, E. et al.
1987: Summary and preliminary conclusions, ODP leg 104; Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial reports part A, National Science Foundation, Washington, D.C., v. 104, p. 751-771.
England, J.
1976: Postglacial isobases and uplift curves from the Canadian and Greenland high arctic; Arctic and Alpine Research, v. 8, p. 61-78.
1982: Postglacial emergence along northern Nares Strait; in Nares Strait and the Drift of Greenland: A Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience, no. 8, p. 65-75.
1983: Isostatic adjustments in a full glacial sea; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 895-917.
1985: The late Quaternary history of Hall Land, Northwest Greenland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1-17.
England, J. and Bednarski, J.
1989: Northeast Ellesmere Island (Quaternary stratigraphy and chronology); in Chapter 6 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*
England, J. and Bradley, R.S.
1978: Past glacial activity in the high arctic; Science, v. 200, p. 265-270.
Escher, A. and Watt, W.S. (editors)
1976: Geology of Greenland; The Geological Survey of Greenland; Copenhagen, 603 p.
Feyling-Hanssen, R.W.
1985: Late Cenozoic marine deposits of East Baffin Island and East Greenland: microbiostratigraphy, correlation and age; in Quaternary Environments Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and Western Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, Boston, p. 354-393.
1986: Graensen mellem Tertiaer og Kvartaer i Nordsøen og i Arktis, fastlagt og korreleret ved hjaelp af bethoniske foraminiferer; Geological Society of Denmark, Å11rsskrift 1985, p. 19-33.
Feyling-Hanssen, R.W., Funder, S., and Petersen, K.S.
1983: The Lodin Elv Formation; a Plio-Pleistocene occurrence in Greenland; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 31, p. 81-106.
Fillon, R.H.
1985: Northwest Labrador Sea stratigraphy, sand input and paleooceanography during the last 160 000 years; in Quaternary Environments Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and Western Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, Boston, p. 210-248.
Fillon, R.H. and Aksu, A.E.
1985: Evidence for a subpolar influence in the Labrador Sea and Baffin Bay during isotopic stage 2; in Quaternary Environments Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and Western Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, Boston, p. 248-263.
Flint, R.F.
1948: Glacial geology and geomorphology; in The Coast of Northeast Greenland, L.A. Boyd (ed.); American Geographical Society, Special Publications, v. 30, p. 91-210.
Fredskild, B.
1967: Palaeobotanical investigations at Sermermiut, Jakobshavn, West Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 178, no. 4, 54 p.
1969: A postglacial standard pollendiagram from Peary Land, North Greenland; Pollen et Spores, v. 11, p. 573-583.
1973: Studies in the vegetational history of Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 198, no. 4, 245 p.
1981: The natural environment of the norse settlers in Greenland; in Proceedings of the International Symposium «Early European Exploitation of the Northern Atlantic 800-1700», Arctic Centre, University of Groningen, Netherlands, p. 27-42.
1983a: The Holocene vegetational development of the Godthåbsfjord area, West Greenland; Meddelelser om Grønland, Geoscience no. 10, 28 p.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

1983b: The Holocene development of some low and high arctic Greenland lakes; Hydrobiologia, v. 103, p. 217-224.
1984: Holocene palaeo-winds and climatic changes in West Greenland as indicated by long-distance transported and local pollen in lake sediments, in Climatic Changes on a Yearly to Millenial Basis, N.-A. Mörner and W. Karlén (ed.); D. Reidel, Stuttgart, p. 163-171.
1985a: Holocene pollen records from West Greenland; in Quaternary Environments Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and Western Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, Boston, p. 643-681.
1985b: The Holocene vegetational development of Tugtuligssuaq and Qeqertat, Northwest Greenland; Meddelelser om Gronland, Geoscience no. 14, 20 p.

Fredskild, B. and Roen, U.
1982: Macrofossils from an interglacial peat deposit at Kap Kobenhavn, North Greenland; Boreas, v. 11, p. 181-185.

Fristrup, B.
1952: Winderosion within the Arctic deserts; Geografisk Tidsskrift, v. 52, p. 51-65.

Funder, S.
1972a: Remarks on the Quaternary geology of Jameson Land and adjacent areas, Scoresby Sund, East Greenland; Gronlands geologiske Undersogelse, report no. 48, p. 93-98.
1972b: Deglaciation of the Scoresby Sund fjord region, north-east Greenland; Institute of British Geographers, Special Publications, v. 4, p. 33-42.
1978a: Holocene stratigraphy and vegetation history in the Scoresby Sund area, East Greenland; Gronlands geologiske Undersogelse, Bulletin, v. 129, 66 p.
1978b: Glacial flutings in bedrock, an observation in East Greenland; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 27, p. 9-13.
1978c: Holocene (10 000-0 years BP) climates in Greenland, and North Atlantic atmospheric circulation; in Proceedings of the Nordic Symposium on Climatic Changes and Related Problems, Copenhagen 24-28 April 1978; K. Frydendahl (ed.); Danish Meteorological Institute, Climatological Papers No. 4, p. 175-181.
1979a: The Quaternary geology of the Narssaq area, South Greenland; Gronlands geologiske Undersogelse, Report no. 86, 24 p.
1979b: Ice-age plant refugia in East Greenland; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 28, p. 279-295.
1982a: Planterefugierne i Gronland; Naturens Verden 1982, p. 241-255.
1982b: C-14 dating of samples collected during the 1979 expedition to North Greenland; Gronlands geologiske Undersogelse, report no. 110, p. 9-14.
1984: Chronology of the last interglacial/glacial cycle in Greenland: first approximation; in Correlation of Quaternary Chronologies, W.C. Mahaney (ed.); Geobooks, Norwich, p. 261-279.

Funder, S. and Abrahamsen, N
1988: Polynology in a polar desert, eastern Greenland; Boreas, v. 17, p. 195-207.

Funder, S. and Hjort, C.
1973: Aspects of the Weichselian chronology in central East Greenland; Boreas, v. 2, p. 69-84.
1978: Weichsel interstadialer) i ostgronland. Aldersbestemmelse og geologi. And Isens udbredelse i ostgronland i sen Weichsel og tidlig Flandern - morfologisk afgraensning og absolut datering; 13. Nordiske Vintermode (abstract); Geologisk Centralinstitut, Copenhagen, p. 85.
1980: A reconnaissance of the Quaternary geology of eastern North Greenland; Gronlands Geologiske Undersogelse, Report no. 99, p. 99-105.

Funder, S. and Larsen, O.
1982: Implications of volcanic erratics in Quaternary deposits of North Greenland; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 31, p. 57-61.

Funder S. and Petersen, K.S.
1980: Glacitectonic deformations in East Greenland; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 28, p. 115-122.

Funder, S. and Simonarson, L.A.
1984: Bio- and aminostratigraphy of some Quaternary marine deposits in West Greenland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 843-852.

Funder, S., Abrahamsen, N., Bennike, O., and Feyling-Hanssen, R.W.
1985: Forested Arctic: Evidence from North Greenland; Geology, v. 13, p. 542-546.

Funder, S., Bennike, O., Mogensen, G.S., Noe-Nygaard, B., Pedersen, S.A.S., and Petersen, K.S.
1984: The Kap København Formation, a late Cainozoic sedimentary sequence in North Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report, v. 120, p. 9-18.

Geological Survey of Greenland
1974: Quaternary map of Greenland Søndre Strømfjord - Nugssuaq; Copenhagen, scale 1:500 000.
1978: Quaternary map of Greenland Sheet 2, Frederikshåbs Isblink Søndre Strømfjord; Copenhagen, scale 1:500 000.

Gleadow, A. and Brooks, C.K.
1979: Fission track dating, thermal histories and tectonics of igneous intrusions in East Greenland; Contributions to mineralogy and petrology, v. 71, p. 45-60.

Gordon, J.E.
1981: Glacier margin fluctuations during the 19th and 20th centuries in Ikamiut kangerdluarssuat area, West Greenland; Arctic and Alpine Research, v. 13, p. 47-62.

Graff-Petersen, P.
1952: Glacial morphology of the Kuvinilik area; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 12, p. 266-274.

Gripp, K.
1932: Einige besondere Fossilien in Geschieben aus dem Indlandeis Grönlands; Meddelelser om Grønland, v. 91, 11 p.

Gudmandsen, P.
1978: Application of space techniques in solid earth physics; in The Conference on Application of Space Techniques in Navigation, Geodesy, Oceanography and Solid Earth Physics, Kobenhavn 27. September 1978; Dansk Nationalkomité for den Internationale Union for Geodaesi og Geofysik, Charlottenlund, p. 84-94.

Håkansson, S.
1982: University of Lund radiocarbon dates XV; Radiocarbon, v. 24, p. 194-213.

Haller, J.
1971: Geology of the East Greenland Caledonides; Interscience, London, 413 p.

Hammer, C.U., Clausen, H.B., Neftel, A., Kristinsdottir, P., and Johnson, E.
1985: Continuous impurity analyses along the DYE 3 deep core; in Greenland Ice Core: Geophysics, Geochemistry, and the Environment, C.C. Langway, H. Oeschger, and W. Dansgaard (ed.); American Geophysical Union, Monograph no. 33, p. 90-94.

Hammer, C.U., Clausen, H.B., and Tauber, H.
1986: Ice core dating of the Pleistocene/Holocene boundary applied to a calibration of the C-14 scale; Radiocarbon, v. 28, p. 284-291.

Hansen, K.
1970: Geological and geographical investigations in Kong Frederik IX's Land; Meddelelser om Grønland, v. 188, no. 4, 77 p.

Harder, P., Jensen, Ad.S., and Laursen, D.
1949: The marine Quaternary sediments in Disko Bugt; Meddelelser om Grønland, v. 149, no. 1, 85 p.

Helland, A.
1876: Om de isfyldte fjorde og de glaciale dannelser i Nordgrønland; Archiv for Matematik og Natur i Christiania, Oslo, 68 p.

Henderson, G.
1969: Oil and gas prospects in the Cretaceaous-Tertiary basin of West Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 22, 63 p.
1975: New bathymetric maps covering offshore West Greenland 59°-69°30'N; in Offshore Technology Conference in Houston, Texas; Paper OTC 2223, Dallas, p. 761-764; available from 6200 North Central Expressway, Dallas, Texas.

Henderson, G., Schiener, E.J., Risum, J.B., Croxton, C.A., and Andersen, B.B.
1981: The West Greenland Basin; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 7, p. 399-429.

Henriksen, N.
1985: The Caledonides of East Greenland 70-76; in The Caledonide Orogen - Scandinavia and related areas, D.G. Gee and B.A. Sturt (ed.); Wiley and Sons, New York, p. 1095-1113.

Herron, M.M. and Langway, C.C.
1985: Chloride, nitrate, and sulfate in the DYE 3 and Camp Century, Greenland ice cores; in Greenland Ice Core: Geophysics, Geochemistry, and the Environment, C.C. Langway, H. Oeschger, and W. Dansgaard (ed.); American Geophysical Union, Monograph no. 33, p. 77-84.

Higgins, A.K., Soper, N.J., and Friedrichsen, J.D.
1985: North Greenland fold belt in eastern North Greenland; in The Caledonide Orogen -Scandinavia and related areas, D.G. Gee and B.A. Sturt (ed.); Wiley and Sons, New York, p. 1017-1029.

Hjort, C.
1973: The Vega Transgression, a hypsithermal event in central East Greenland; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 22, p. 25-38.
1976: Remarks on the glacial chronology of the Kong Oscars Fjord and Vega Sund districts, central East Greenland, as evidenced by glacial sculpture, striae and similar features; University of Lund, Department of Quaternary geology, Report no. 9, 25 p.
1979: Glaciation in northern East Greenland during the Late Weichselian and Early Flandrian; Boreas, v. 8, p. 281-296.

1981a: A glacial chronology for northern East Greenland; Boreas, v. 10, p. 259-274.
1981b: Quaternary geology in northeasternmost Greenland; in Geoscience During the Ymer-80 Expedition to the Arctic, V. Schytt, K. Boström, and C. Hjort (ed.); Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, v. 103, p. 109-119.
1981c: Present and middle Flandrian coastal morphology in Northeast Greenland; Norsk geografisk Tidsskrift, v. 35, p. 197-207.

Hjort, C. and Björck, S.
1984: A re-evaluated chronology for northern East Greenland; Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar, v. 105, p. 235-243.

Hjort, C. and Funder, S.
1974: The subfossil occurrence of **Mytilus edulis** L. in central East Greenland; Boreas, v. 3, p. 23-33.

Hobbs, W.H.
1931: Loess, pebble bands and boulders from glacial outwash of the Greenland continental glacier; Journal of Geology, v. 39, p. 381-385.

Holtedahl, O.
1970: On the morphology of the West Greenland shelf with general remarks on the « marginal channel » problem; Marine Geology, v. 8, p. 155-172.

Holtzscherer, J.-J. and Bauer, A.
1954: Contribution à la connaissance de L'Indlandsis du Groenland; International Association of Scientific Hydrology, Publication no. 39, p. 244-296.

Humlum, O.
1981: Rock glacier types on Disko, Central West Greenland; Geografisk Tidsskrift, v. 82, p. 59-66.

Hurst, J.M., Jepsen, H.F., Kalsbeek, F., McKerrow, W.S., and Peel, J.S.
1985: The geology of the northern extremity of the East Greenland Caledonides; in The Caledonide Orogen - Scandinavia and related areas, D.G. Gee and B.A. Sturt (ed.); Wiley and Sons, New York, p. 1047-1063.

Iversen, J.
1934: Moorgeologische Untersuchungen auf Grönland; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 8, p. 341-358.
1952: Origin of the flora of western Greenland in the light of pollen analysis; Oikos, v. 4:II, p. 85-103.

Jensen, Ad. S.
1917: Quaternary fossils collected by the Danmark Expedition; Meddelelser om Grønland, v. 43, p. 621-632.
1942: Two new West Greenland localities for deposits from the ice age and the post-glacial warm period; Kongelige Danske Videnskabernes Selskab, Biologiske Meddelelser, v. 17, no. 4, 35 p.

Jensen, Ad.S. and Harder, P.
1910: Post-glacial changes of climate in Arctic regions as revealed by investigations on marine deposits; in Postglaziale Klimaveränderungen, 11 Internationale geologische Kongress, Stockholm 1910, p. 399-407.

Jepsen, H.F.
1982: The Bjørnehiet Formation: a faulted preglacial conglomerate, Washington Land, North Greenland; in Nares Strait and the Drift of Greenland: A Conflict in Plate Tectonics, P.R. Dawes and J.W. Kerr (ed.); Meddelelser om Grønland, Geoscience no. 8, p. 55-59.

Jessen, A.
1896: Geologiske Iagttagelser; in Opmaalingsexpeditionen til Julianehaabs Distrikt 1894, C. Moltke (ed.); Meddelelser om Grønland, v. 16, p. 123-170.

Johnson, G.L., Sommerhoff, G., and Egloff, J.
1975: Structure and morphology of the West Reykjanes Basin and the southeast Greenland continental margin; Marine Geology, v. 18, p. 175-196.

Kalsbeek, F.
1982: The evolution of the Precambrian shield of Greenland; Geologische Rundschau, v. 71, p. 38-60.

Kellogg, T.B.
1980: Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland seas: glacial-interglacial contrasts; Boreas, v. 9, p. 115-137.

Kellogg, T.B., Duplessy, J.C., and Shackleton, N.J.
1978: Planktonic foraminiferal and oxygen isotopic stratigraphy and palaeoclimatology of Norwegian Sea deep-sea cores; Boreas, v. 7, p. 61-73.

Kelly, M.
1973: Radiocarbon dated shell samples from Nordre Strømfjord, West Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 59, 20 p.
1975: A note on the implications of two radiocarbon dated samples from Qaleragdlit ima, South Greenland; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 24, p. 21-26.
1977: Quaternary geology of the Ivigtut-Nunarssuit region, South-West and South Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 85, p. 64-67.
1979: Comments on the implications of new radiocarbon dates from the Holsteinsborg region, central West Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 95, p. 35-42.
1980a: The status of the Neoglacial in western Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 96, 24 p.
1980b: Preliminary investigations of the Quaternary of the Melville Bugt and Dundas, North-West Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 100, p. 33-38.
1981: Permafrost related features in Holsteinsborg District, West Greenland; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 30, p. 51-56.
1985: A review of the Quaternary geology of western Greenland; in Quaternary Environments Eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and Western Greenland, J.T. Andrews (ed.); Allen and Unwin, Boston, p. 461-501.
1986: Quaternary, pre-Holocene, marine events of western Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 131, 23 p.

Kelly, M. and Bennike, O.
1985: Quaternary geology of parts of central and western North Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 126, p. 111-116.

Kelly, M. and Funder, S.
1974: The pollen stratigraphy of late Quaternary lake sediments of South-West Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 64, 26 p.

Kempter, E.
1961: Die Jungpaläozoische Sedimente von Süd Jameson Land; Meddelelser om Grønland, v. 144, no. 1, 120 p.

Knuth, E.
1966: The ruins of the Musk-Ox way; Folk, v. 8, p. 191-219.

Koch, J.P.
1916: Survey of northeast Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 46, p. 79-468.

Koch, J.P. and Wegener, A.
1911: Die glaziologischen Beobachtungen der Danmark-Expedition; Meddelelser om Grønland, v. 46, p. 1-76.
1930: Wissenschaftliche Ergebnisse der danischen Expedition nacn Dronning Louise Land und quer über das Inlandeis von Nordgrönland 1912-1913; Meddelelser om Grønland, v. 75, 676 p.

Koch, L.
1920: Stratigraphy of northwest Greenland; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 5, p. 1-78.
1928a: The physiography of North Greenland; in Greenland, Volume 1, M. Vahl, G.C. Amdrup, L. Bob, and Ad.S. Jensen (ed.); C.A. Reitzel, Copenhagen, p. 491-518.
1928b: Contributions to the glaciology of North Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 65, no. 2, p. 181-464.
1933: The geology of Inglefield Land; Meddelelser om Grønland, v. 73, no. 2, p. 1-38.

Krinsley, D.B.
1961: Late Pleistocene glaciation in northeast Greenland; in Geology of the Arctic, Volume 2, G.O. Raasch (ed.); Toronto University Press, Toronto, p. 747-751.

Larsen, B.
1983: Geology of the Greenland-Iceland ridge in the Denmark Strait; in Sructure and Development of the Greenland-Scotland Ridge, M.H.P. Bott, S. Saxov, M. Talwani, and J. Thiede (ed.); Plenum Press, New York, p. 425-444.

Larsen, H.C.
1980: Geological perspectives of the East Greenland continental margin; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 29, p. 77-101.
1984: Geology of the East Greenland shelf; in Petroleum Geology of the North European Margin, A. Graham and B. Trotman (ed.); Norwegian Petroleum Society, Stavanger, p. 329-339.
in press: Geology of the East Greenland shelf; in Geology of the Arctic Ocean Region, A. Grantz, J. Sweeney, and G.L. Johnson (ed.); Geological Society of America, The Geology of North America, v. L.

Larsen, L.M. and Watt, W.S.
1985: Episodic volcanism during break-up of the North Atlantic: evidence from the East Greenland plateau basalts; Earth and Planetary Science Letters, v. 73, p. 105-116.

Lasca, N.P.
1969: The surficial geology of Skeldal, Mesters Vig, Northeast Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 176, no. 3, 56 p.

Laursen, D.
1944: Contributions to the Quaternary geology of northern West Greenland, especially the raised marine deposits; Meddelelser om Grønland, v. 135, no. 8, 123 p.

1950: The stratigraphy of the marine Quaternary deposits in West Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 151, no. 1, 142 p.
1954: Emerged Pleistocene marine deposits of Peary Land (North Greenland); Meddelelser om Grønland, v. 127, no. 5, 24 p.

Lister, H. and Wyllie, P.J.
1957: The geomorphology of Dronning Louise Land; Meddelelser om Grønland, v. 158, no. 1, 73 p.

Malaurie, J., Vasari, Y., Hyvärinen, H., Delibrias, G., and Labeyrie, J.
1972: Preliminary remarks on Holocene paleoclimates in the regions of Thule and Inglefield Land, above all since the beginning of our own era; in Climatic Changes in Arctic Areas During the Last Ten Thousand Years, Y. Vasari, H. Hyvärinen, and S. Hicks (ed.); Acta Universitatis Ouluenis, Series A Scientia rerum Naturalium, no. 3, p. 105-136.

Mangerud, J., Sonstergård, E., and Sejrup, H-P.
1979: Correlation of the Eemian (interglacial) Stage and the deep-sea oxygen- isotope stratigraphy; Nature, v. 277, p. 189-192.

Mangerud, J., Lie, S.E., Furnes, H., Kristiansen, I.L., and Lomo. L.
1984: A Younger Dryas ash bed in western Norway, and its possible correlations with tephra in cores from the Norwegian Sea and the North Atlantic; Quaternary Research, v. 21, p. 85-104.

Markussen, B. and Thiede, J.
1985: Late Quaternary sedimentation in the eastern Arctic Basin: stratigraphy and depositional environment; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 50, p. 271-284.

Meldgaard, M.
1986: The Greenland caribou - zoogeography, taxonomy, and population dynamics; Meddelelser om Grønland, Bioscience, v. 20, 88 p.

Mogensen, G.S.
1984: Pliocene or early Pleistocene mosses from Kap København, North Greenland; Lindbergia, v. 10, p. 19-26.

Müller, F.
1959: Beobachtungen über Pingos, Detailuntersuchungen in Ostgrönland und in der Kanadischen Arktis; Meddelelser om Grønland, v. 153, no. 3, 127 p.

Naval Research Laboratory, Acoustics Division
1985: Bathymetry of the Arctic Ocean; Washington, D.C. (map sheet).

Nichols, R.L.
1969: Geomorphology of Inglefield Land, North Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 188, no. 1, 109 p.

Nordenskiöld, A.E.
1871: Redogörelse för en expedition till Grönlandår 1870; Kungliga Vetenskaps-Akadademiens Förhandlingar, 1870, no. 10, p. 923-1082.

Nordenskiöld, O.
1907: On the geology and physical geography of East Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 28, p. 151-284.

O'Brien, R.
1971: Observations on pingos and permafrost hydrology in Schuchert Dal, N.E. Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 195, no. 1, 19 p.

Paterson, W.S.B.
1977: Extent of the Late-Wisconsinan Glaciation in Northwest Greenland and northern Ellesmere Island: a review of the glaciological and geological evidence; Quaternary Research, v. 8, p. 180-190.

Peel, J.S.
1985: Cambrian-Silurian platform stratigraphy of eastern North Greenland; in The Caledonide Orogen - Scandinavia and related areas, D.G. Gee and B.A. Sturt (ed.); Wiley and Sons, New York, p. 1077-1094.

Pert, G.J.
1971: Some glaciers of the Stauning Alper, Northeast Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 188, no. 5, 50 p.

Petersen, K.S.
1982: Attack by predatory gastropods recognized in an interglacial marine molluscan fauna from Jameson Land, East Greenland; Malacologia, v. 22, p. 721-726.

Poser, H.
1932: Einige Untersuchungen zur Morphologie Ostgrönlands; Meddelelser om Grønland, v. 94, no. 5, 55 p.

Putnins, P.
1970: The climate of Greenland; in Climates of the Polar regions, S. Orvig (ed.); Elsevier, Amsterdam, p. 3-128.

Raup, H.M.
1965: The structure and development of turf hummocks in the Mesters Vig district, Northeast Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 166, no. 3, 112 p.

Reeh, N.
1984: Reconstruction of the glacial ice covers of Greenland and the Canadian arctic islands by three-dimensional, perfectly plastic ice-sheet modelling; Annals of Glaciology, v. 5, p. 115-121.
1989: Dynamic and climatic history of the Greenland Ice Sheet; Chapter 14 in Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Rink, H.
1852: Om den geographiske Beskaffenhed af de danske Handelsdistrikter i Nordgrönland. Udsigt over Nordgrönlands geognosi; Det Kongelige danske Videnskabernes Selskab, Skrifter, 5. Rk. Naturvidenskabelig- mathematiske Afdeling, v. 3, p. 37-96.
1853: On the large continental ice of Greenland, and the origin of icebergs in the Arctic seas; Royal Geographical Society, Journal, v. 23, p. 145-154.

Risum, J.B., Croxton, C.A., and Rolle, F.
1980: Developments in petroleum exploration offshore West Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 100, p. 55-61.

Roksandić, M.M.
1979: Geology of the continental shelf off West Greenland between 61°15'N and 64°00'N; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 92, 15 p.

Ruddiman, W.F. and Glover, L.K.
1972: Vertical mixing of ice rafted volcanic ash in North Atlantic sediments; Geological Society of America, Bulletin, v. 83, p. 2817-2836.

Ruddiman, W.F. and McIntyre, A.
1981: The North Atlantic Ocean during the last deglaciation; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 35, p. 145-214.

Rvachev, V.D.
1964: Relief and bottom deposits of the shelf of southwestern Greenland; Deep Sea Research, v. 11, p. 646-653.

Saxov, S.
1958: The uplift of western Greenland; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 13, p. 518-523.
1961: The vertical movement of eastern Greenland (Angmagssalik); Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 14, p. 413-416.

Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D.
1973: Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 and 10^6 year scale; Quaternary Research, v. 3, p. 39-55.
1977: Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 late Pliocene to latest Pleistocene; in Investigation of Late Quaternary Paleooceanography and Paleoclimatology, R.M. Cline and J.D. Hays (ed.); Geological Society of America, Memoir 145, p. 449-464.

Shackleton, N.J., Backman, J., Zimmerman, H. et al.
1984: Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region; Nature, v. 307, p. 620-623.

Shambach, J.D. (editor)
1978: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 49; U.S. Government Printing Office, Washington, 1020 p.

Símonarson, L.A.
1974: Recent Cyrtodaria and its fossil occurrence in Greenland; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 23, p. 65-75.
1981: Upper Pleistocene and Holocene marine deposits and faunas on the north coast of Nugssuaq, West Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Bulletin, v. 140, 107 p.

Sommerhoff, G.
1973: Formenschattz and Morphologische Gliederung des südostgrönläAndischen Schelfgebietes und Kontinentalabhanges; « Meteor » Forschungs-Ergebnisse, v. C15, p. 1-54.
1975a: Glaziale Gestaltung und marine uberformung der SchelfbäAnke vor SW-Grönland; Polarforschung, v. 45, p. 22-31.
1975b: Versuch einer geomorphologischen Gliederung des südwestgrönländischen Kontinentalabhanges; Polarforschung, v. 45, p. 87-101.
1979: Submarine glazial übertiefte Täler von Südgrönland; Eiszeitalter und Gegenwart, v. 29, p. 201-213.
1981: Geomorphologische Prozesse in der Labrador-und Imingersee. Ein Beitrag zur submarinen Geomorphologie einer subpolaren Meeresregion; Polarforschung, v. 51, p. 175-191.
1983: Untersuchungen zur Geomorphologie des Meeresbodens in der Labrador-und Irmingersee; Munchener geographische Abhandlungen, v. 28, 86 p.

Sorensen, T.
1935: Bodenformen und Pflanzendecke in Nordostgrönland; Meddelelser om Grønland, v. 93, no. 4, p. 27-43.

Srivastava, S.P., Arthur, M., Clement, B. et al.
1987: Proceedings of the Ocean Drilling Progrtam, Initial Reports Part A; National Science Foundation, Washington, D.C., v. 105, 650 p.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Steenstrup, K.J.V.
1881: Bemaerkninger til et geognostisk oversigtskort; Meddelelser om Grønland, v. 2, p. 27-43.
1883: Bidrag til Kjendskab til de geognostiske og geographiske Forhold i en Del af Nord-Grønland; Meddelelser om Grønland, v. 4, p. 173-242.
Stewart, T.G. and England, J.
1983: Holocene sea-ice variations and paleoenvironmental change, northernmost Ellesmere Island, N.W.T., Canada; Arctic and Alpine Research, v. 15, p. 1-17.
Street, A.F.
1977: Deglaciation and marine paleoclimates in Schuchert Dal, Scoresby Sund, East Greenland; Arctic and Alpine Research, v. 9, p. 421-426.
Streeter, S.S., Belanger, P.E., Kellogg, T.B., and Duplessy, J.C.
1982: Late Pleistocene paleo-oceanography of the Norwegian-Greenland Sea: benthic foraminiferal evidence; Quaternary Research, v. 18, p. 72-90.
Sugden, D.E.
1972: Deglaciation and isostasy in the Sukkertoppen Ice Cap area, West Greenland; Arctic and Alpine Research, v. 4, p. 97-117.
1974: Landscapes of glacial erosion in Greenland and their relationship to ice, topographic and bedrock conditions; Institute of British Geographers, Special Publication, no. 7, p. 177-195.
Sugden, D.E. and John, B.S.
1965: The raised marine features of Kjove Land, East Greenland; Geographical Journal, v. 131, part 2, p. 235-247.
Surlyk, F. and Hurst, J.M.
1984: The evolution of the early Paleozoic deep-water basin of North Greenland; Geological Society of America, Bulletin, v. 95, p. 131-154.
Surlyk, F., Clemmensen, L.B., and Larsen, H.C.
1981: Post Paleozoic evolution of the East Greenland continental margin; in Geology of the North Atlantic Borderlands, J.W. Kerr and J. Ferguson (ed.); Canadian Society of Petrolem Geologist, Memoirs, v. 7, p. 611-645.
Tedrow, J.C.F.
1970: Soil investigations in Inglefield Land, Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 188, no. 3, p. 1-93.
Ten Brink, N.W.
1974: Glacio-isostasy: new data from West-Greenland and geophysical implications; Geological Society of America, Bulletin, v. 85, p. 219-228.
1975: Holocene history of the Greenland ice sheet based on radiocarbon-dated moraines in West Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 202, no. 4, 44 p.
Ten Brink, N.W. and Weidick, A.
1974: Greenland ice sheet history since the last glaciation; Quaternary Research, v. 4, p. 429-440.
Thomsen, H.H.
1983: Satellitdata - et redskab til studier af Indlandsisens randzone i forbindelse med vandkraftundersøgelser, Grønlands geologiske Undersøgelse, Gletscher-hydrologiske meddelelser, v. 83/8, 24 p.
Troelsen, J.C.
1949: Contributions to the geology of the area round Jørgen Brønlunds Fjord, Peary Land, North Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 149, no. 2, 28 p.
1952: Notes on the Pleistocene geology of Peary Land, North Greenland; Geological Society of Denmark, Bulletin, v. 12, p. 211-220.
Vernal, A. de and Hillaire-Marcel, C.
1987: Paleoenvironments along the eastern Laurentide ice sheet margin and timing of the last ice maximum and retreat; Géographie physique et Quaternaire, v. 41, p. 265-279.
Vernal, A. de, Hillaire-Marcel, C., Aksu, A.E., and Mudie, P.
1987: Palynostratigraphy and chronostratigraphy of Baffin Bay deep sea cores: climatostratigraphic implications; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 62, p. 96-106.
Vogt, T.
1933: Late Quaternary oscillations of level in southeast Greenland; Skrifter om Svalbard og Ishavet, v. 60, 44 p.
Washburn, A.L.
1965: Geomorphic and vegetational studies in the Mesters Vig district, northeast Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 166, no. 1, 60 p.
1967: Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig district, northeast Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 166, no. 4, 296 p.
1969: Weathering, frost action, and patterned ground in the Mesters Vig district, northeast Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 176, no. 4, 299 p.
Washburn, A.L. and Stuiver, M.
1962: Radiocarbon-dated postglacial delevelling in northeast Greenland and its implications; Arctic, v. 15, p. 66-73.
Weidick, A.
1959: Glaciation variations in West Greenland in historical time; Meddelelser om Grønland, v. 158, no. 4, 196 p.
1963: Ice margin features in the Julianehab District, South Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 165, no. 3, 133 p.
1968: Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 165, no. 6, 202 p.
1972a: Holocene shore-lines and glacial stages in Greenland - an attempt at correlation; Grønlands geologiske Undersøgelse, report no. 41, 39 p.
1972b: Notes on Holocene glacial events in Greenland; in Climatic Changes in Arctic Areas During the Last Ten Thousand Years, Y. Vasari, H. Hyvärinen, and S. Hicks (ed.); Acta Universitatis Ouluenis, Series A Scientia rerum Naturalium no. 3, p. 177-204.
1973: C-14 Dating of survey material performed in 1972; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 55, p. 66-75.
1975a: A review of Quaternary investigations in Greenland; Institute of Polar Studies, Report no. 55, 161 p.
1975b: Estimates on the mass balance changes of the Inland Ice since Wisconsin-Weichsel; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 68, 21 p.
1975c: Quaternary geology of the area between Frederikshåbs Isblink and Ameralik; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 70, 22 p.
1976a: Glaciation and the Quaternary; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt (ed.); The Geological Survey of Greenland, Copenhagen, p. 431-458.
1976b: Quaternary observations in southern Peary Land, North Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 80, p. 15-17.
1976c: Glaciations of northern Greenland - new evidence; Polarforschung v. 46, p. 26-33.
1976d: Observations on the Quaternary geology in the Fiskenaesset area during the summer of 1973; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 73, p. 96-100.
1977: A reconnaissance of Quaternary deposits in northern Greenland; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 85, p. 21-24.
1978: Comments on radiocarbon dates from northern Greenland made during 1977; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 90, p. 124-128.
1984: Studies of glacier behaviour and glacier mass balance in Greenland - a review; Geografiska annaler v. 66A, p. 183-195.
1985: Review of glacier changes in West Greenland; Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Band 21, p. 301-309.
White, S.M. (editor)
1976: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 38; U.S. Government Printing Office; Washington, 1256 p.
Zarudski, E.F.K.
1980: Interpretation of shallow seismic profiles over the continental shelf in West Greenland between latitudes 64° and 69°30'N; Grønlands geologiske Undersøgelse, Report no. 100, p. 58-61.

Adresse des auteurs

S. Funder
Geologisk Museum
Øster Voldgade 5-7
1350 Copenhagen K
Danemark

B. Fredskild
Greenland Botanical Survey
Gothersgade 130
DK-1123 Copenhagen
Danemark

H.C. Larsen
Geological Survey of Greenland
Øster Voldgade 10
1350 Copenhagen
Danemark

Imprimé au Canada

Chapitre 14

ÉVOLUTION DYNAMIQUE ET CLIMATIQUE DE L'INLANDSIS DU GROENLAND

Sommaire

Exploration de l'inlandsis du Groenland: rappel historique

Propriétés actuelles de l'inlandsis

Analyse des forages et des carottes de glace

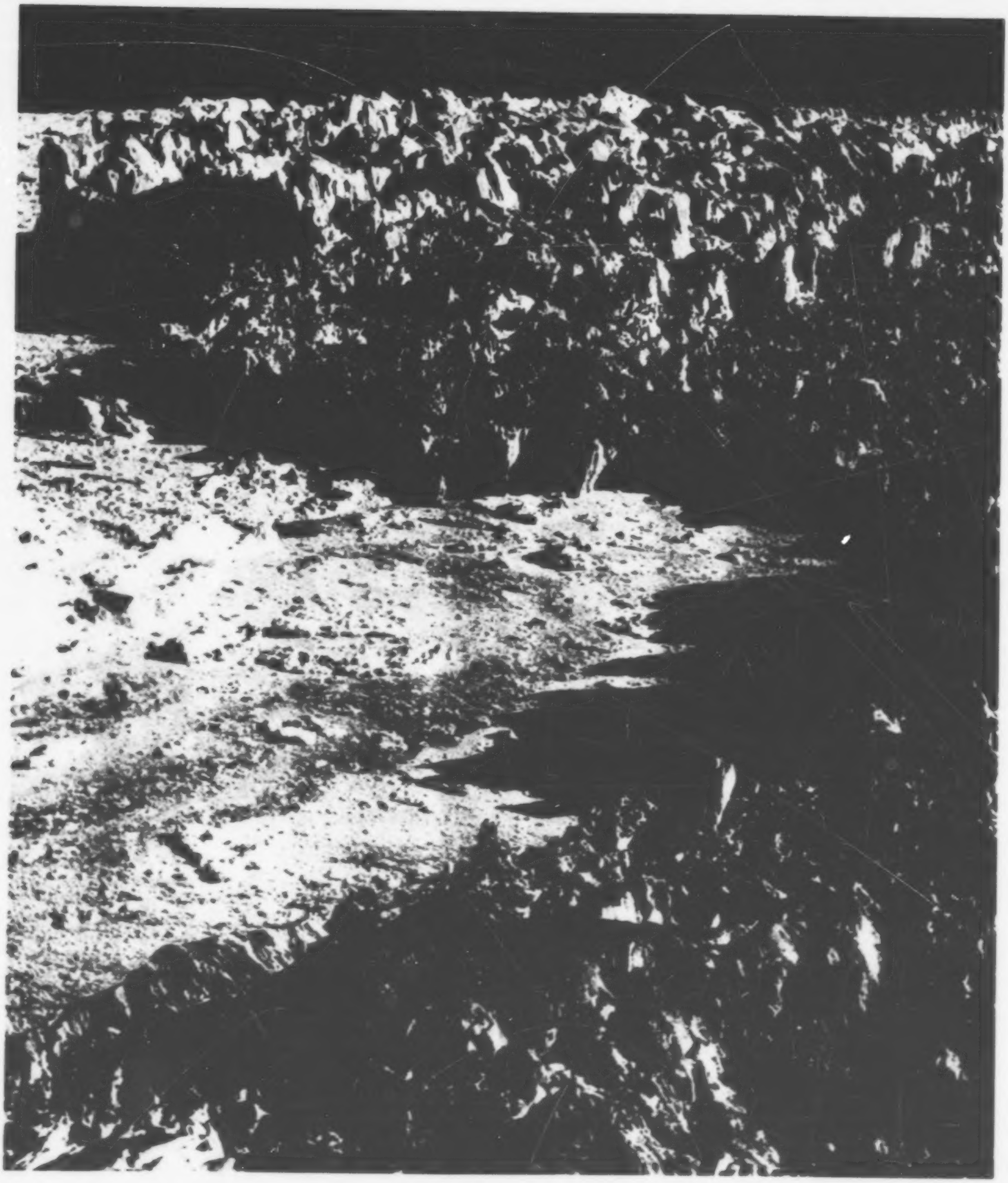
Étude des marges glaciaires

Modèle dynamique de l'inlandsis du Groenland

Évolution future de l'inlandsis du Groenland

Remerciements

Bibliographie



Terminus du Daugaard-Jensen Gletscher, glacier émissaire de l'Inlandsis du Groenland, qui se termine à la tête du Nordvestfjord, Scoresby Sund, dans le Groenland oriental. Photo de N. Reeh.

Chapitre 14

ÉVOLUTION DYNAMIQUE ET CLIMATIQUE DE L'INLANDSIS DU GROENLAND

N. Reeh

SOMMAIRE

Au cours des dernières décennies, l'inlandsis du Groenland a fait l'objet de plusieurs programmes majeurs d'exploration qui ont considérablement amélioré nos connaissances sur sa topographie, son épaisseur, sa température, son écoulement et son bilan glaciologique. Les données acquises permettent de conclure que l'inlandsis du Groenland est actuellement en quasi-équilibre dans son ensemble, le léger amincissement observé dans certaines zones périphériques du glacier étant compensé par un épaississement du même ordre de grandeur dans la zone centrale. La présente synthèse de l'évolution dynamique et climatique de l'inlandsis inclut une analyse des données fournies par les longues carottes de glace forées à Camp Century et au site Dye 3, notamment les données sur les paléotempératures, les taux de précipitations et l'activité volcanique ancienne. Les problèmes posés par l'interprétation des carottes de glace sont aussi évoqués. Si de grandes oscillations climatiques mondiales sont révélées sans ambiguïté dans les carottes glaciaires, les variations de moindre amplitude et de plus courte durée semblent plus difficiles à discerner; en effet, le signal semble masqué par un bruit de fond assez élevé et être en partie oblitéré par l'écoulement de la glace. La correction des effets de l'écoulement exige l'élaboration de modèles. Les informations précieuses que les mesures effectuées dans les forages profonds et les essais de déformation exécutés sur les carottes de glace nous ont apportées au sujet des déformations internes de l'inlandsis ont énormément contribué à l'amélioration des modèles dynamiques de l'inlandsis et à l'interprétation des données paléo-environnementales tirées de carottes. Une analyse des travaux accomplis récemment dans le but d'acquérir des données paléo-environnementales dans les secteurs périphériques de l'inlandsis est présentée. Même si les zones marginales ne sont pas propices à un enregistrement aussi détaillé que les carottes, les études effectuées ont manifestement le potentiel de donner un aperçu régional de l'évolution dynamique et climatique de l'inlandsis.

EXPLORATION DE L'INLANDSIS DU GROENLAND: RAPPEL HISTORIQUE

Les diverses campagnes d'exploration qui se sont succédées depuis une trentaine d'années ont complètement révolutionné nos connaissances sur l'évolution dynamique et climatique de l'inlandsis du Groenland. De 1957 à 1968, l'Expédition glaciologique internationale au Groenland (EGIG) s'est livrée à des études dynamiques le long d'un transect passant par le centre de l'inlandsis. Il y a eu aussi, de 1963 à 1966, le programme américain de forage profond à Camp Century, dans le nord-ouest du Groenland (Hansen et Langway, 1966), puis, de 1971 à 1981, le Greenland Ice Sheet Program (GISP) au cours duquel une équipe composée d'Américains, de Danois et de Suisses a effectué le forage profond Dye 3, dans le sud du Groenland (Langway et al., 1985). Ces campagnes d'exploration ont permis de recueillir des données climatiques et géophysiques pour la période allant jusqu'au début du Wisconsinien, voire même pour le dernier interglaciaire, et d'obtenir aussi des renseignements très précieux sur les déformations internes de l'inlandsis. Dans le cadre du GISP, qui s'intéressait surtout aux régions internes de l'inlandsis, la distribution des épaisseurs de glace a été déterminée en procédant à des échosondages radio aériens le long d'un quadrillage (Gudmandsen, 1978). Des travaux ont également été amorcés en 1984 sur la marge de l'inlandsis, afin d'étudier la dynamique d'un de ses principaux glaciers émissaires, le Jakobshavn Isbrae; l'objectif étant de comprendre l'interaction entre les courants glaciaires et les secteurs dynamiquement plus calmes de l'inlandsis (DPP, NSF, 1983).

Depuis quelques années, la télédétection s'affirme comme une technique extrêmement utile pour l'étude des inlandsis. L'application la plus répandue jusqu'à maintenant a été d'obtenir des mesures précises des altitudes de la surface de l'inlandsis (Zwally et al., 1983) et des vitesses d'écoulement glaciaire (Drew et Whillans, 1984) dans les régions intérieures de l'inlandsis.

Si le volume de données sur l'inlandsis du Groenland s'est à ce point multiplié depuis quelques décennies, c'est dans une large mesure grâce aux remarquables progrès technologiques accomplis dans l'intervalle; des raffinements ont été apportés aux équipements de transport de personnel et d'instruments scientifiques, allant des simples skis et traîneaux à chiens aux avions et aux satellites, en passant par les motoneiges légères et les véhicules sur chenilles capables de tirer de lourdes charges.

Les grandes conquêtes scientifiques des dernières années, cependant, ne devraient pas faire sombrer dans l'oubli les réalisations des chercheurs et explorateurs de la dernière moitié du XIX[e] siècle et de la première moitié du XX[e], qui souvent affrontaient des conditions rudes et périlleuses. Il n'est pas possible, dans le cadre de cet ouvrage, de relater dans le détail les premiers travaux d'exploration exécutés sur l'inlandsis du Groenland; à ce

Reeh, N.
1989: Évolution dynamique et climatique de l'inlandsis du Groenland. In: Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 14, sous la direction de R.J. Fulton, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, vol. 1. Aussi in: The Geology of North America, vol. K-1, Geological Society of America.

Tableau 14-1. Exploration de l'inlandsis.

Année	Chercheurs	Événement	Références
1848-1868	Henrik Rink	Étude de la marge ouest de l'inlandsis; premières observations des taux de vêlage des glaciers émissaires. Apparition du nom "Inlandisen", qui veut dire "glace terrestre". Formulation de la théorie de courants glaciaires rapides à l'intérieur de secteurs moins dynamiques de l'inlandsis.	Rink (1853, 1877, 1889)
1874-1880	A. Helland K.J.V. Steenstrup R.R.I. Hammer	Observation des vitesses d'écoulement sur les fronts de vêlage des glaciers émissaires du Groenland occidental.	Helland (1876) Steenstrup (1883) Hammer (1883)
1888	Fridtjof Nansen	Première traversée de l'inlandsis du Groenland; premières observations des altitudes et des températures dans les régions intérieures.	Nansen (1890)
1892-1893	Erich von Drygalski	Observations annuelles du mouvement d'un glacier émissaire; premières observations des taux annuels d'ablation.	Drygalski (1897)
1912	Alfred de Quervain	Premières observations des taux d'accumulation et de la densité de la neige le long d'un cheminement de part et d'autre de l'inlandsis.	Quervain et Mercanton (1925)
1912-1913	J.P. Koch A. Wegener	Premier séjour hivernal sur l'inlandsis du Groenland (à proximité de la marge orientale); premiers forages (jusqu'à 24 m) et premières observations de la température des névés.	Koch et Wegener (1930)
1929-1931	A. Wegener	Premier séjour hivernal dans le centre de l'inlandsis; premières mesures de l'épaisseur de la glace dans les régions intérieures; observations météorologiques; levé stratigraphique de la neige; premiers véhicules motorisés utilisés pour les recherches sur l'inlandsis.	Wegener (1933)
1948-1954	Paul-Emile Victor	Expéditions Polaires Françaises. Levé systématique de l'épaisseur de la glace au sud de 74°N; forages jusqu'à 151 m dans le Groenland central.	Holtzscherer et Bauer (1954)
1952-1955	Carl Benson	Études stratigraphiques exhaustives la neige et du névé.	Benson (1962)
1957-1968	EGIG	Expédition Glaciologique Internationale au Groenland. Étude de la dynamique glaciaire sur un transect dans le centre du Groenland; étude du bilan énergétique à la surface de l'inlandsis.	Ambach (1963), Hofmann (1964) Mälzer (1964), Gerke (1969) Seckel (1977a, b) Hofmann (1974)
1959	S. Epstein R.P. Sharp	Première application de méthodes fondées sur les isotopes stables pour l'étude de la glace et du névé.	Epstein et Sharp (1959)
1963-1966	Armée américaine	Premier forage à atteindre le substratum de l'inlandsis à Camp Century, dans le nord-ouest du Groenland; analyses de carottes de glace à des fins paléoclimatiques et autres analyses géophysiques.	Hansen et Langway (1966) Dansgaard et al. (1969)
1971-1983	GISP	Greenland Ice Sheet Program. Prélèvement de carottes de glace et de névé, de 10 à 2 038 m de longueur, à plusieurs sites répartis sur l'inlandsis; sondages jusqu'au substratum au site Dye 3 dans le sud du Groenland; détermination des épaisseurs de glace par échosondage radio aérien; mesure des vitesses d'écoulement dans les régions intérieures par positionnement satellitaire multi-temporel et par inclinométrie des sondages.	Langway et al. (1985) Drew et Whillans (1984) Gundestrup et Hansen (1984)
1978	Brooks	Détermination de la topographie de l'inlandsis par altimétrie satellitaire.	Brooks et al. (1978)

sujet, nous renvoyons le lecteur à Fristrup (1966). Par ailleurs, le tableau 14-1 résume l'essentiel des événements et des résultats de ces premiers travaux d'exploration et des travaux plus récents.

PROPRIÉTÉS ACTUELLES DE L'INLANDSIS

Les propriétés physiques et climatiques de l'inlandsis du Groenland ont fait l'objet de synthèses exhaustives de la part de Weidick (1975, 1976), de Budd et al. (1982) et de Radok et al. (1982). L'appendice A de Mock et Weeks (1965) contient une foule de données (altitudes de la surface, épaisseurs de glace, températures superficielles et taux d'accumulation) recueillies lors des diverses expéditions antérieures à 1965. Ces informations, et d'autres plus récentes, sont versées dans les fichiers des centres mondiaux de données glaciologiques: Université du Colorado, Boulder, CO 80309, États-Unis; Molodezhnaya 3, Moscou 117 296, URSS; et Scott Polar Research Institute, Lensfield Road, Cambridge, Angleterre CB2 1ER.

Description générale

L'inlandsis du Groenland est la plus grande masse glaciaire de l'hémisphère Nord et la deuxième à l'échelle de la planète; seul l'inlandsis de l'Antarctique le dépasse en taille. Il contient environ 7 % du volume mondial d'eau douce. La neige qui s'accumule dans les zones froides et élevées du Groenland intérieur, est transformée en glace à mesure qu'elle est enfouie sous les neiges nouvelles; de là, la glace s'écoule lentement vers les zones périphériques plus chaudes pour venir y fondre dans la zone d'ablation ou s'en détacher par vêlage d'icebergs (fig. 14-1).

Distribution et volume de la glace

Le Groenland a une superficie de 2 175 600 km^2, dont 78% (1 701 300 km^2) sont recouverts par l'inlandsis, 3% (65 500 km^2) sont occupés par des glaciers locaux et 19% (408 800 km^2) sont libres de glaces (Weidick, 1985b). Les zones d'accumulation et d'ablation représentent respectivement 84 % et 16% de la superficie totale de l'inlandsis, et le volume des glaces équivaut approximativement à 2,4 × 10^6 km^3 d'eau (Holtzscherer et Bauer, 1954). D'autres auteurs sont toutefois parvenus à des résultats légèrement différents; Radok et al. (1982), par exemple, ont estimé la superficie totale à 1,67 × 10^6 km^2 et le volume de glace équivalent à 2,74 × 10^6 km^3 d'eau, en se servant d'une base cartographique différente et en tenant compte des mesures d'épaisseur obtenues récemment par échosondage radio.

Topographie de la surface du glacier

La figure 14-2a illustre par des courbes de niveau les altitudes de la surface du glacier. On y distingue deux dômes, l'un au sud et l'autre au nord, qui culminent respectivement à 2 830 et 3 205 m et qui sont reliés par un ensellement allongé et presque horizontal à une altitude d'environ 2 500 m (Mock, 1976). La principale ligne de partage glaciaire nord-sud est décalée à l'est du centre géographique de l'inlandsis, le terrain sous-glaciaire étant plus élevé à l'est qu'à l'ouest. L'ensellement observé aux environs de 67°N s'explique par écoulement glaciaire facilité vers l'est et vers l'ouest grâce aux glaciers émissaires de Sermilik et de Jakobshavn (Reeh, 1984).

La surface de l'inlandsis est généralement adoucie et accuse une pente moyenne variant de 0,5% ou moins dans le Groenland intérieur à 5% dans les zones marginales. Des profils détaillés révèlent cependant qu'elle comporte fréquemment des ondulations stationnaires avec des longueurs d'onde de l'ordre de 10 km et des amplitudes qui varient de quelques mètres à une cinquantaine de mètres (Mälzer, 1964; Brooks et al., 1978; Zwally et al., 1983; Overgaard et Gundestrup, 1985). Ces ondulations marquent la présence des collines et des vallées du relief sous-glaciaire (par ex. Overgaard et Gundestrup, 1985).

Les altitudes de la surface de l'inlandsis ont été mesurées par altimétrie barométrique (Quervain et Mercanton, 1925; Koch et Wegener, 1930; Joset et Holtzscherer, 1954; Paterson, 1955; Benson, 1962; Mock et Ragle, 1963; Gerke, 1969; Overgaard et Gundestrup, 1985), par nivellement géométrique (Mälzer, 1964; Seckel, 1977a), par altimétrie barométrique aérienne combinée à des mesures de distance par radar (Gudmandsen, 1978) et, au sud de 72°N, par altimétrie radar satellitaire (Brooks et al., 1978; Zwally et al., 1983).

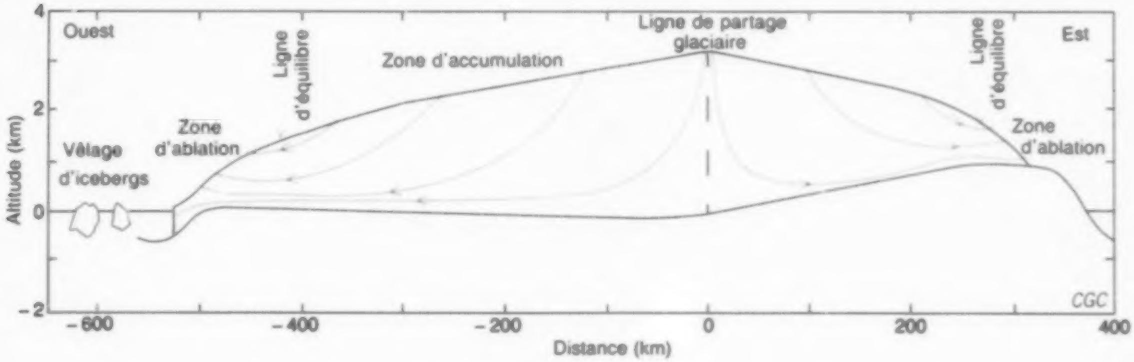


Figure 14-1. Écoulement glaciaire schématisé le long d'une coupe transversale de l'inlandsis du Groenland.

Les mesures d'altimétrie barométrique ne sont généralement précises qu'à 50-100 m près, à en juger d'après une comparaison des altitudes mesurées aux points d'intersection des transects. En ce qui concerne l'altimétrie satellitaire, la précision anticipée est d'environ 2 m dans les zones intérieures, plus adoucies et presque horizontales, et d'environ 15 m dans les zones marginales, où la surface de l'inlandsis est ondulée et davantage escarpée (Zwally et al., 1983). À quelques endroits, des altitudes ont été calculées avec une précision estimée à quelques décimètres au moyen d'une technique de positionnement par géorécepteur (Mock, 1976; Drew et Whillans, 1984; Overgaard et Gundestrup, 1985).

Épaisseur de la glace et topographie sous-glaciaire

La figure 14-2b illustre la distribution des épaisseurs de l'inlandsis du Groenland. L'épaisseur de la glace a une valeur moyenne de 1 790 m et atteint un maximum de 3 420 m, observé à 71°42′N, 38°48′W (Radok et al., 1982).

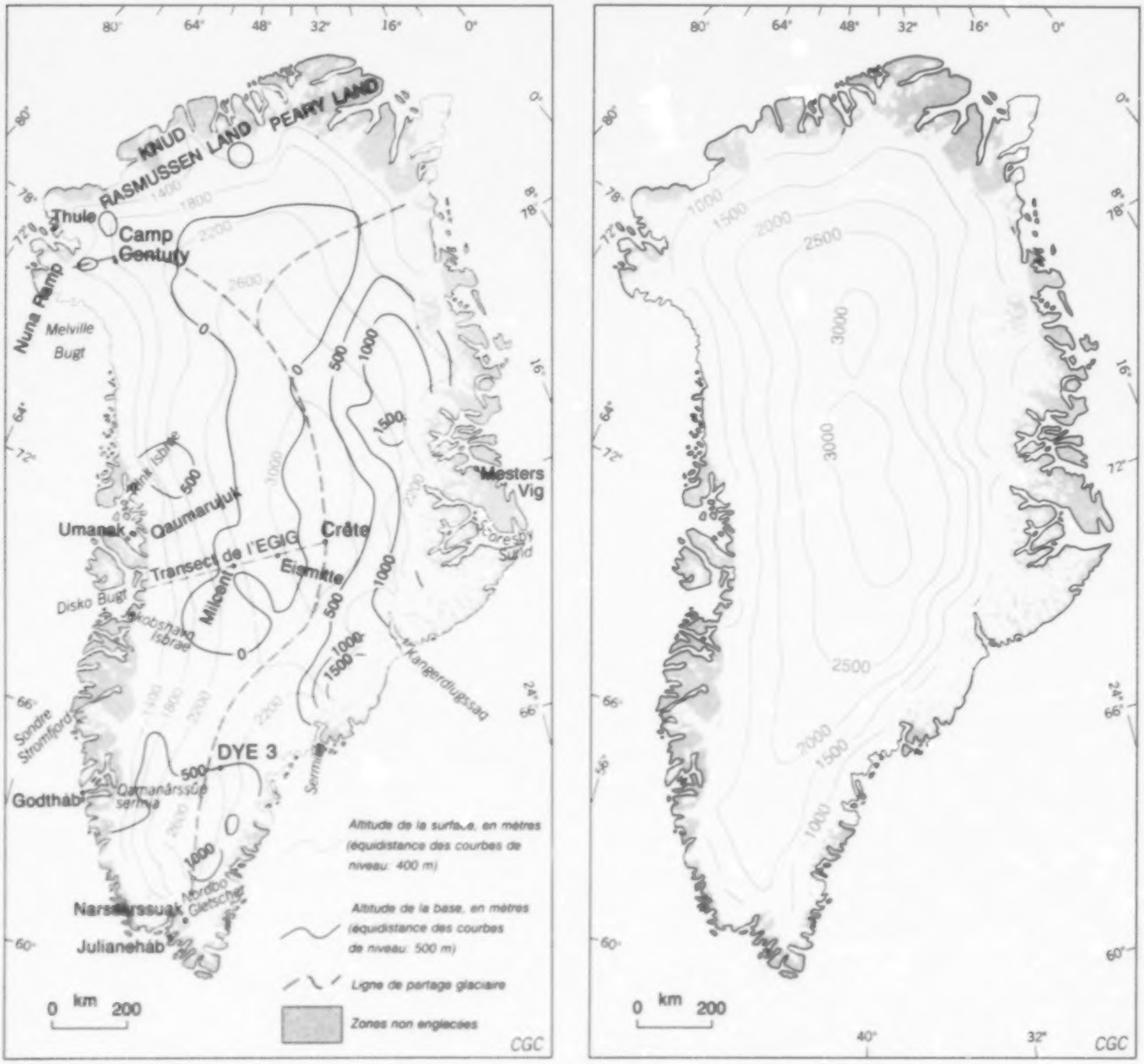


Figure 14-2. (a) Altitude (m) de la surface et de la base du glacier et principales lignes de partage de l'inlandsis du Groenland (modifié d'après Radok et al., 1982). (b) Épaisseur (m) de l'inlandsis du Groenland (d'après Radok et al., 1982).

De façon générale, l'épaisseur de la glace est plus élevée au centre de l'inlandsis et diminue vers la périphérie (fig. 14-3a). Dans le sud et le centre du Groenland, les terminus terrestres ont tendance à s'amincir vers le pourtour jusqu'à disparaître, tandis que dans le nord, ils sont souvent caractérisés par des falaises presque verticales atteignant parfois 30 m de hauteur (Koch et Wegener, 1911). Dans la mer, dans les fjords profonds qui découpent le littoral et à maints endroits dans la Melville Bugt dans le nord-ouest du Groenland, le terminus glaciaire atteint le niveau de la mer où il est caractérisé par des fronts verticaux, qui ont souvent plusieurs centaines de mètres et d'où vêlent des icebergs. Les marges glaciaires les plus épaisses, de l'ordre de 700 à 800 m, sont observées dans les régions du Jakobshavn Isbrae et du Rink Isbrae (Carbonnell et Bauer, 1968).

Les altitudes du lit sous-glaciaire, obtenues en soustrayant l'épaisseur de la glace de l'altitude de la surface, indiquent que le substratum de l'inlandsis au sud de 66°N est une région montagneuse dont l'altitude varie ordinairement entre 500 et 1 000 m. La marge orientale du glacier recouvre aussi un relief montagneux atteignant par endroits plus de 1 000 m d'altitude. Par contre, dans les régions du centre et du nord-ouest, le lit de l'inlandsis est plutôt plat, et de grandes régions sont même sous le niveau marin actuel (fig. 14-2a).

Brockamp et al. (1933), qui furent les premiers à mesurer l'épaisseur de la glace dans le Groenland intérieur, obtinrent un résultat de 2 500-2 700 m à Eismitte (71,2°N, 39,9°O) à l'aide de méthodes sismiques. En se servant de la même technique, Joset et Holtzscherer (1954) mesurèrent les épaisseurs glaciaires le long de transects totalisant plusieurs milliers de kilomètres au sud de 74°N, et Bull (1956) fit de même lors de son cheminement le long du 77e parallèle. Toutefois, il fallut attendre le Greenland Ice Sheet Program (1971-1982), où fut introduite la technique de l'échosondage radio aérien, pour que des mesures d'épaisseur soient exécutées sur l'ensemble de l'inlandsis (Gudmandsen, 1978). De plus, certains chercheurs (Overgaard et Gundestrup, 1985; Jezek et al., 1985) ont utilisé l'échosondage radio au sol pour étudier les variations locales de l'épaisseur de la glace.

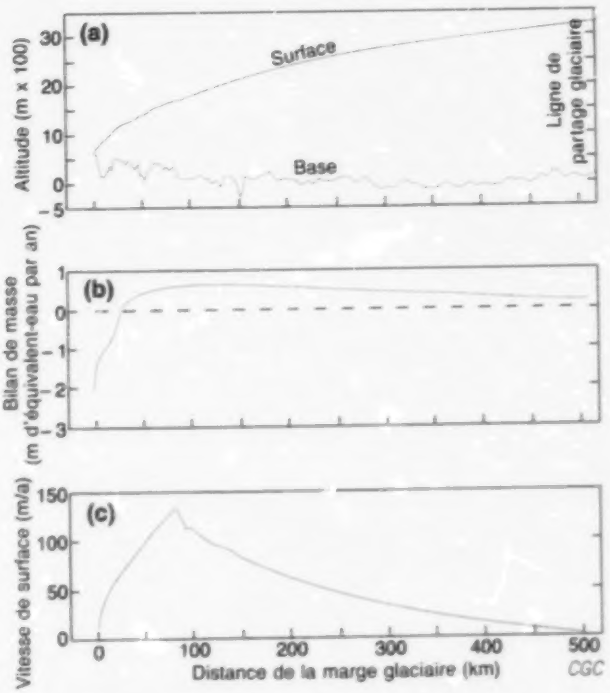


Figure 14-3. Transect de l'EGIG (voir position à la fig. 14-2a). (a) Profils observés de la surface et de la base; (b) répartition observée du bilan de masse; (c) vitesse observée en surface (tous modifiés d'après Reeh, 1983).

Température

La température annuelle moyenne de la glace de l'inlandsis du Groenland s'échelonne de 0 à −32°C. Au-delà d'une dizaine de mètres de profondeur, l'amplitude thermique annuelle est de quelques dixièmes de degré tout au plus. Aux endroits où la fonte est négligeable, la température à 10 m de profondeur s'écarte de moins de 2°C de la température annuelle moyenne de l'air (Loewe, 1970). Dans la zone d'accumulation, cet écart est positif et s'accentue d'autant plus que la fonte est importante. Dans la zone d'ablation, l'écart peut diminuer de nouveau, comme l'explique Koerner (1989).

Les isothermes à 10 m de profondeur sur l'ensemble de l'inlandsis du Groenland sont illustrées à la figure 14-4a. Les températures augmentent généralement avec la profondeur en raison du flux géothermique et du réchauffement interne causé par la déformation de la glace. À certains endroits, la glace atteint sa température de fusion in situ à la base de l'inlandsis (−2,6°C sous 3 000 m de glace). Des températures basales élevées sont favorisées dans deux contextes différents: 1) une grande épaisseur de glace combinée à un taux d'accumulation faible (dans le centre, le milieu et le nord-est du Groenland) et 2) un écoulement rapide combiné à des températures de surface élevées (zones marginales du sud et de l'ouest du Groenland). C'est ce qu'indiquent les isothermes basales calculées au moyen d'un modèle d'écoulement glaciaire en régime d'équilibre (fig. 14-4b). Quoique ces valeurs puissent différer des températures réelles de plusieurs degrés à cause des imperfections du modèle utilisé, la figure exprime la tendance anticipée des températures basales de l'inlandsis, soit des valeurs négatives très faibles dans la partie orientale et des valeurs plus élevées, allant probablement jusqu'au point de fusion, sur de vastes secteurs adjacents à la marge ouest.

Près de la marge glaciaire, les conditions locales s'écartent parfois de ce modèle; les secteurs à fort relief où la glace est mince et presque stagnante auront généralement une base froide, tandis que les terrains bas caractérisés par un écoulement glaciaire rapide et canalisé seront davantage propices à la fusion basale. Le régime thermique à la base de l'inlandsis est l'un des facteurs importants de l'érosion glaciaire et, par conséquent, joue un rôle sur le façonnement du relief sous-glaciaire.

Même si la température augmente généralement avec la profondeur sous la surface de l'inlandsis, il n'est pas rare d'observer une inversion mineure du gradient thermique dans les niveaux supérieurs parce que l'advection apporte du froid des régions plus élevées, et par conséquent généralement plus froides.

Des compilations des températures observées à 10 m de profondeur ont été présentées par Diamond (1960), Bader (1961), Benson (1962), Mock et Weeks (1965) et Radok et al. (1982). Les températures de plus grande profondeur ont été mesurées aux endroits indiqués sur la figure 14-4a; la plupart des profils mesurés sont présentés dans Robin (1983, fig. 4-1). D'autres profils de températures sont présentés par Stauffer et Oeschger (1979), Colbeck et Gow (1979) et Gundestrup et Hansen (1984). Dans quelques cas, les températures ont été mesurées de la surface jusqu'à la base de l'inlandsis. Aux sites des forages profonds du Groenland intérieur (Camp Century et Dye 3), les températures basales étaient de l'ordre de −13 °C (Weertman, 1968; Gundestrup et Hansen, 1984). À deux sites proches de la marge glaciaire dans l'ouest du Groenland, les températures basales étaient près du point de fusion in situ (Colbeck et Gow, 1979; Stauffer et Oeschger, 1979).

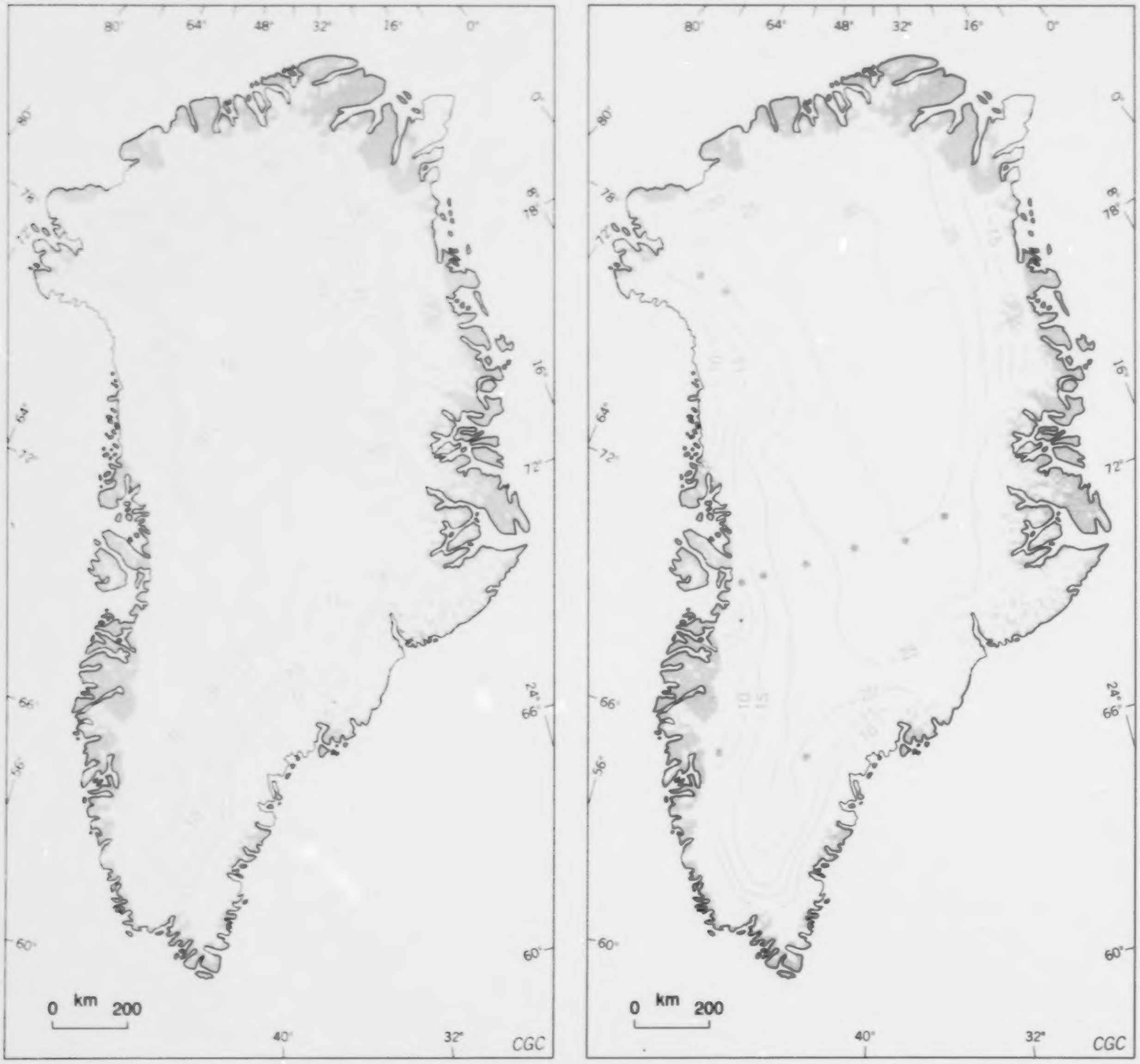


Figure 14-4. (a) Isothermes (°C) à 10 m de profondeur dans l'inlandsis du Groenland. Les cercles noirs indiquent les endroits où des profils de température ont été mesurés à plus de 10 m de profondeur (modifié d'après Radok et al., 1982). (b) Isothermes (°C) à la base de l'inlandsis, obtenus par modélisation de l'écoulement en régime d'équilibre (d'après Radok et al., 1982).

Écoulement glaciaire

De façon générale, l'écoulement glaciaire s'effectue à partir des dômes nord et sud vers les marges de l'inlandsis. Or, comme l'écoulement est très lent dans l'axe nord-sud, le long de la principale ligne de partage glaciaire, un modèle plus simple d'écoulement vers l'ouest et l'est de part et d'autre de la ligne de partage des glaces est plus proche de la réalité. Le Groenland septentrional est cependant une exception, puisque l'écoulement s'y fait en bonne partie vers le nord.

L'écoulement glaciaire s'effectue généralement dans la direction de la pente maximale de la surface, c'est-à-dire, sur une carte, perpendiculairement aux courbes de niveau (Hofmann, 1974; Drew et Whillans, 1984). Toutefois, dans les zones marginales, où le glissement basal est parfois une composante importante du mouvement glaciaire (voir ci-dessous), il faut s'attendre à des écarts significatifs entre la direction de l'écoulement glaciaire et celle de la pente maximale de la surface.

Les vitesses d'écoulement horizontales sont faibles dans les zones intérieures et s'accroissent progressivement pour atteindre de 50 à 100 m/a près de la ligne d'équilibre; de là, les vitesses diminuent graduellement vers la marge glaciaire jusqu'à des valeurs allant de quelques mètres à une vingtaine de mètres par an (fig. 14-3c). Cela vaut pour les secteurs « calmes » des terminus glaciaires en milieu terrestre, là où la fusion est le mode d'ablation dominant. Par contre, dans les secteurs de la marge qui alimentent de grands glaciers émissaires se terminant en mer, l'écoulement de l'inlandsis s'accélère vers le front de vêlage jusqu'à des vitesses de l'ordre de plusieurs mètres par jour. Par exemple, des vitesses d'écoulement de 20 m/jour ou 7,3 km/a ont été observées près du front de vêlage du Jakobshavn Isbrae (Carbonnell et Bauer, 1968; Lingle et al., 1981).

Vues en coupe, les vitesses d'écoulement diminuent généralement vers la base de l'inlandsis et sont pratiquement nulles dans les secteurs où les températures basales sont inférieures au point de fusion in situ. Par contre, quand la glace basale est à la température de fusion in situ, il peut y avoir un important glissement basal sur le substratum. Sous les fronts flottants ou presque flottants des glaciers émissaires se terminant en eau profonde, la friction basale est nulle ou très réduite. Le gradient vertical des vitesses est alors négligeable, et les vitesses basales sont essentiellement égales à celles de surface (écoulement en bloc).

Les vitesses superficielles horizontales ont été mesurées en plusieurs points de la marge glaciaire à l'aide des techniques géodésiques habituelles (par ex. Helland, 1876; Hammer, 1883; Ryder, 1889; Drygalski, 1897; Sorge, 1933a; Carlson, 1941; Bauer et al., 1968a; Olesen et Reeh, 1969; Colbeck, 1974; Lingle et al., 1981). À l'aide de photographies aériennes multi-temporelles, les vitesses d'écoulement ont été déterminées dans la zone frontale de glaciers émissaires vêlant dans deux baies, la Disko Bugt et l'Umanaq Bugt (Bauer et al., 1968b; Carbonnell et Bauer, 1968).

La détermination des vitesses d'écoulement superficielles dans le Groenland intérieur exige des techniques particulières, étant donné l'absence de repères topographiques fixes. Les premières mesures effectuées avec succès sont celles de Hofmann (1974). En 1959, puis à nouveau en 1967, des points furent positionnés dans un réseau de triangulation s'étendant de part et d'autre de l'inlandsis autour de 71°N (transect EGIG, fig. 14-2a). Le mouvement glaciaire vertical en surface a également été mesuré dans le cadre de cette étude (Seckel, 1977b).

Récemment, le positionnement répété par géorécepteur s'est avéré être une méthode extrêmement efficace pour mesurer les vitesses du mouvement glaciaire dans les zones intérieures de l'inlandsis. Drew et Whillans (1984) l'ont employé sur l'inlandsis du Groenland à 65°N. Les vitesses mesurées variaient de quelques mètres par an à la ligne de partage glaciaire jusqu'à environ 50 m/a sur le versant ouest, à environ 150 km en aval de la ligne de partage.

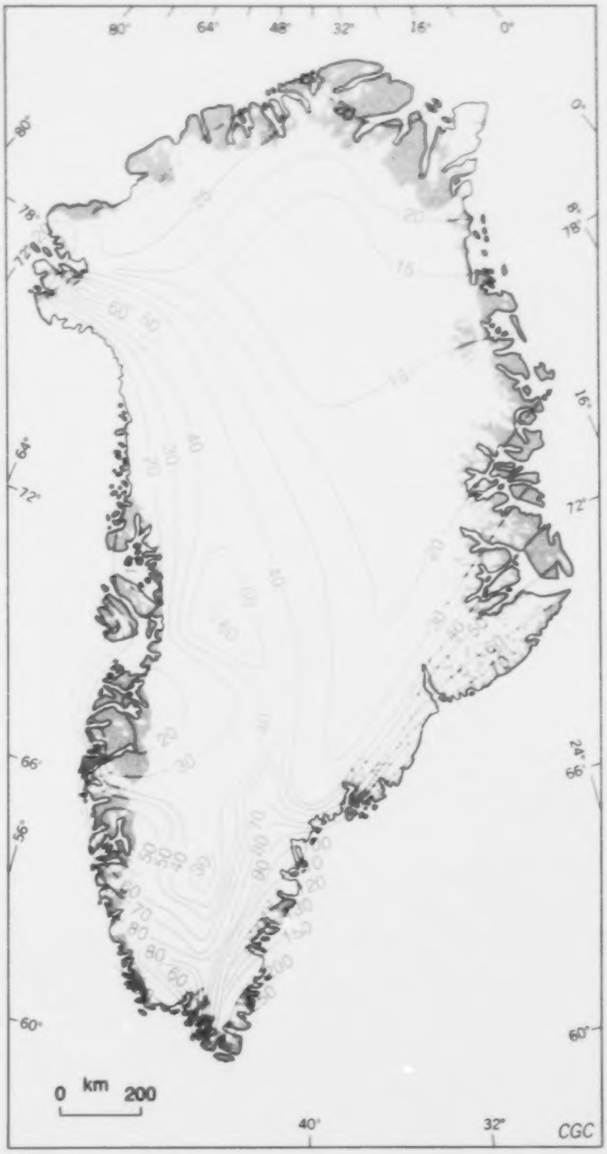


Figure 14-5. Répartition des précipitations (en g/cm²·a) au Groenland (d'après Reeh, 1985b).

Bilan de masse

Le bilan de masse d'un glacier est la différence entre l'accumulation (essentiellement la masse de neige accumulée dans les zones intérieures) et l'ablation (par fusion) augmentée des pertes dues au vêlage. La zone d'accumulation et la zone d'ablation sont séparées par une limite qu'il est convenu d'appeler la « ligne d'équilibre ». Toute la terminologie relative aux bilans glaciologiques est définie dans Paterson (1981). La figure 14-3b représente le bilan de masse d'un profil de l'inlandsis allant du dôme central jusqu'à la marge ouest (transect EGIG, fig. 14-2a).

L'altitude estimée de la ligne d'équilibre sur le versant ouest de l'inlandsis varie d'environ 1 000 m au nord à 1 600-1 800 m au sud (Loewe, 1933; Holtzscherer et Bauer, 1954; Benson, 1962; Weidick, 1976, fig. 363). Cependant, comme l'ont montré Braithwaite et Thomsen (1984), l'altitude de la ligne d'équilibre peut varier de 300 m d'une année à l'autre dans le centre du Groenland occidental, ce qui correspond à une migration horizontale de plus de 30 km. Ces importantes fluctuations annuelles sont d'ailleurs une des grandes difficultés à surmonter lors de l'évaluation du bilan de masse de l'inlandsis: au lieu d'une ligne de démarcation nette où le bilan serait négatif d'un côté et positif de l'autre, il s'agit une large zone aux limites très floues où le regel de l'eau de fonte, en formant une couche de glace de surimposition (Schytt, 1955), est un facteur important et complexe.

Précipitations

La figure 14-5 illustre la distribution des précipitations au Groenland, établie d'après les taux d'accumulation observés dans les régions englacées et les précipitations enregistrées aux stations météorologiques côtières. De façon générale, les précipitations diminuent du sud au nord, passant d'environ 250 g/(cm^2·a) sur la côte sud-est à moins de 15 g/(cm^2·a) dans le secteur nord-est du Groenland intérieur. À noter tout particulièrement les minima enregistrés dans l'ouest de l'île, dans les secteurs abrités par l'écran pluviométrique que forment les hautes chaînes côtières. Par ailleurs, il est tentant d'expliquer le maximum observé aux environs de 70°N, 46°W par le fait que cette partie de l'inlandsis est d'accès relativement facile pour les masses d'air humide en provenance de la Disko Bugt. Il est probable que de semblables particularités locales existent également dans l'est du Groenland mais, faute de données, il nous est impossible pour l'instant de le vérifier.

Les estimations du taux moyen d'accumulation dans la zone d'accumulation de l'inlandsis s'échelonnent entre 31 et 42,5 g/(cm^2·a) (Radok et al., 1982, tableau 4.7). Ces taux ont été calculés au moyen d'un pénétromètre à impact « rammsonde » (Bull, 1958), par analyse stratigraphique de fosses d'exploration et de carottes de névé et de glace. Rotman et al. (1982) ont établi la distribution des taux d'accumulation dans le nord du Groenland à partir de données radiométriques hyperfréquences recueillies par satellite. Il semble toutefois que cette méthode ne soit précise que dans les zones à neige sèche de l'inlandsis.

Les taux d'accumulation observés ont été colligés par Diamond (1960), Benson (1962), Fristrup (1966), Mock (1967) et Radok et al. (1982) tandis que les précipitations enregistrées dans des stations météorologiques côtières ont été publiées par l'Institut danois de météorologie. Par ailleurs, Blinkenberg (1952), Lysgaard (1969) et Putnins (1970) ont publié des sommaires de précipitations dans les régions côtières.

Selon Benson (1962), la zone d'accumulation de l'inlandsis du Groenland peut être subdivisée selon trois faciès: un faciès de neige humide, un faciès de percolation et un faciès de neige sèche. Benson a également décrit les formes éoliennes de la surface neigeuse (barkhanes, rides, congères, sastrugi) ainsi que la transformation de la neige en névé, puis en glace (théorie du tassement et de la recristallisation). Quervain et al. (1969) et Herron et Langway (1980) se sont également penchés sur ces questions.

Taux de fusion

Si les données sur l'accumulation de neige sont assez bien reparties sur l'ensemble de l'inlandsis, les observations sur les taux d'ablation (par fusion) sont plus éparses et se limitent en grande partie à la marge ouest du glacier (fig. 14-6a).

Les taux moyens d'ablation sur l'ensemble de la zone d'ablation varient, selon les estimations, de 107 à 130 g/(cm^2·a) (Radok et al., 1982, tableau 4.7). Toutefois, la relation entre le taux d'ablation et l'altitude en un site donné peut varier considérablement d'une année à l'autre, et c'est pourquoi ces estimations, qui ne sont fondées que sur quelques années d'observations à quelques sites, doivent être considérées avec prudence. Il serait préférable d'extrapoler à partir de modèles destinés à estimer les taux d'ablation en fonction des levés météorologiques disponibles aux stations avoisinantes (Ambach, 1972; Braithwaite, 1980; fig. 14-6b).

Des mesures du taux d'ablation ont été effectuées par Drygalski (1897), Quervain et Mercanton (1925), Loewe (1933), Ahlmann (1941), Bauer (in Ambach, 1979), Griffiths (1960), Nobles (1960) et par la Commission géologique du Groenland (dont les travaux sont résumés dans Reeh, 1985a).

À ces études portant sur les taux d'ablation, il convient d'ajouter celle du bilan énergétique à la surface de l'inlandsis (Ambach, 1963). Ce dernier, qui a mené ses travaux aux environs de 69,5°N dans la zone marginale de l'ouest de l'inlandsis, a calculé que les échanges radiatifs étaient responsables d'environ 85% des surplus énergétiques causant la fonte de la glace.

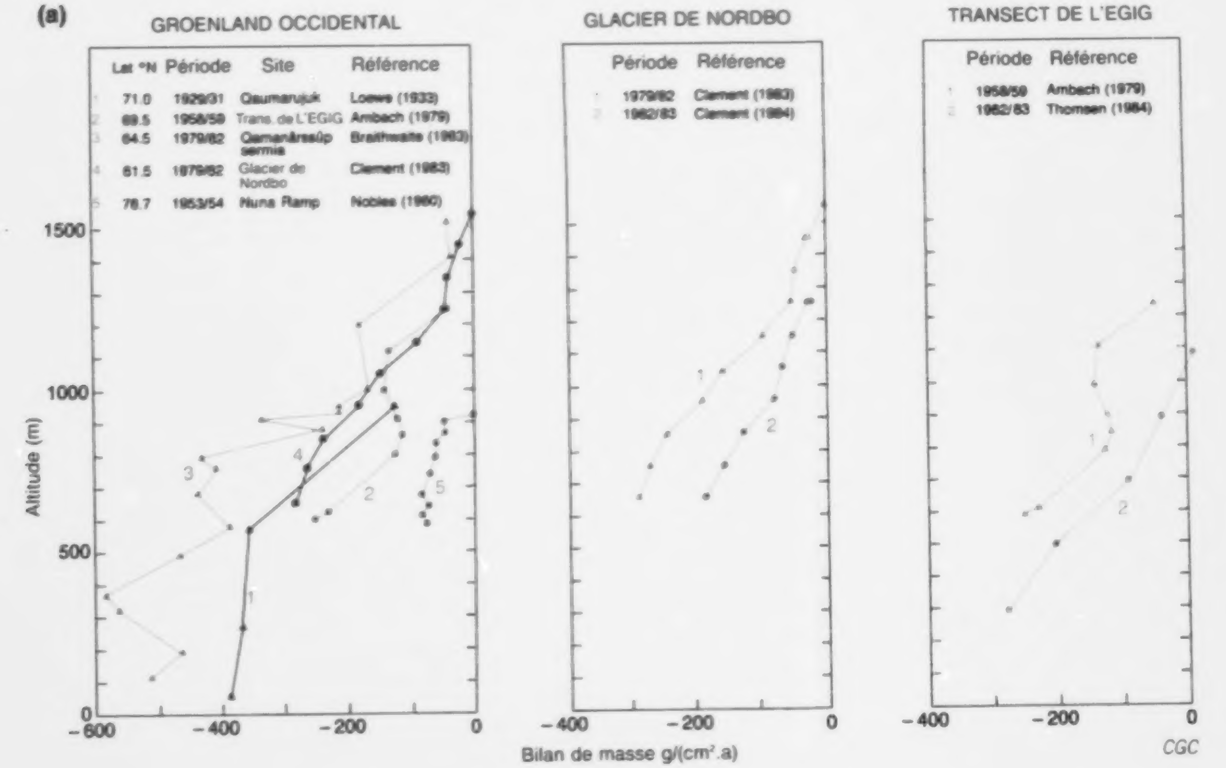
Taux de vêlage

Les études les plus exhaustives au sujet de la production d'icebergs des émissaires de l'inlandsis groenlandais sont celles de Bauer et al. (1968b) et de Carbonnell et Bauer (1968). À l'aide de photographies aériennes multitemporelles, ces chercheurs ont calculé le taux de vêlage pour les glaciers émissaires débouchant dans deux baies, la Disko Bugt et l'Umanak Bugt, sur la côte ouest du Groenland. La différence entre les deux séries de résultats est d'environ 10% (82 km^3 d'équivalent-eau par an en 1957 contre 93 km^3 en 1964).

Weidick et Olesen (1978), en se fondant sur les études précitées et sur les quelques informations disponibles sur le vêlage glaciaire dans le sud-ouest du Groenland, ont estimé que la production totale d'icebergs pour les glaciers du Groenland occidental au sud de 71°N équivaut à 97 km^3 d'eau. Quant aux taux de vêlage pour le Groen-

land oriental, peu de données sont disponibles. Olesen et Reeh (1969) ont évalué la production d'icebergs dans la partie nord du Scoresby Sund à 11 km³ d'équivalent-eau par an; pour la partie sud, le taux de vêlage est estimé à 6,5 km³ d'équivalent-eau d'après des observations faites en 1972 (O.B. Olesen et N. Reeh, données inédites). Kollmeyer (1980) s'est intéressé pour sa part aux principaux glaciers émissaires du nord-ouest et du nord du Groenland, y mesurant notamment les vitesses d'écoulement aux fronts de vêlage, mais les résultats de son étude n'ont pas encore été publiés.

Dans une conclusion qui illustre bien l'insuffisance de nos connaissances sur les taux de vêlage des glaciers groenlandais, Reeh (1985a) fait observer que, sur une production totale d'icebergs estimée à 310 km³ d'équivalent-eau par an, les données disponibles sur les vitesses d'écoulement et les épaisseurs de glace aux fronts de vêlage en expliquent à peine 45 % (130 km³). La figure 14-7 montre la répartition des principales zones productrices d'icebergs au Groenland et indique de plus les taux de vêlage observés ou estimés.



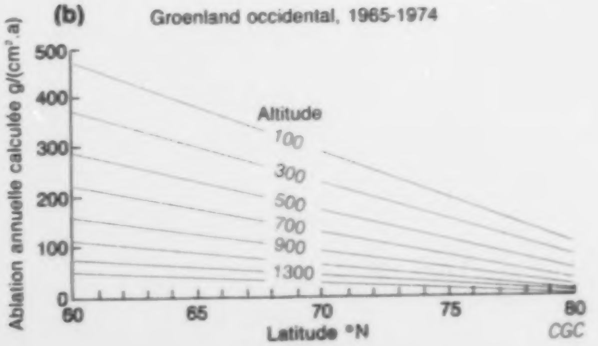


Figure 14-6. (a) Ablations mesurées dans le Groenland occidental (d'après Reeh, 1985a) et (b) ablation annuelle calculée pour la période 1965-1974 dans le Groenland occidental (Braithwaite, 1980).

Bilan total de l'inlandsis du Groenland

Ainsi que l'a révélé cette revue des diverses composantes du bilan de masse, l'état actuel des connaissances ne permet pas une évaluation précise du bilan de masse de l'ensemble de l'inlandsis. Il n'est pas possible non plus d'établir si le bilan total est positif ou négatif. Néanmoins, plusieurs estimations ont été faites des gains, des pertes et du bilan total annuels de l'inlandsis, et Weidick (1985a) les a résumées ainsi:

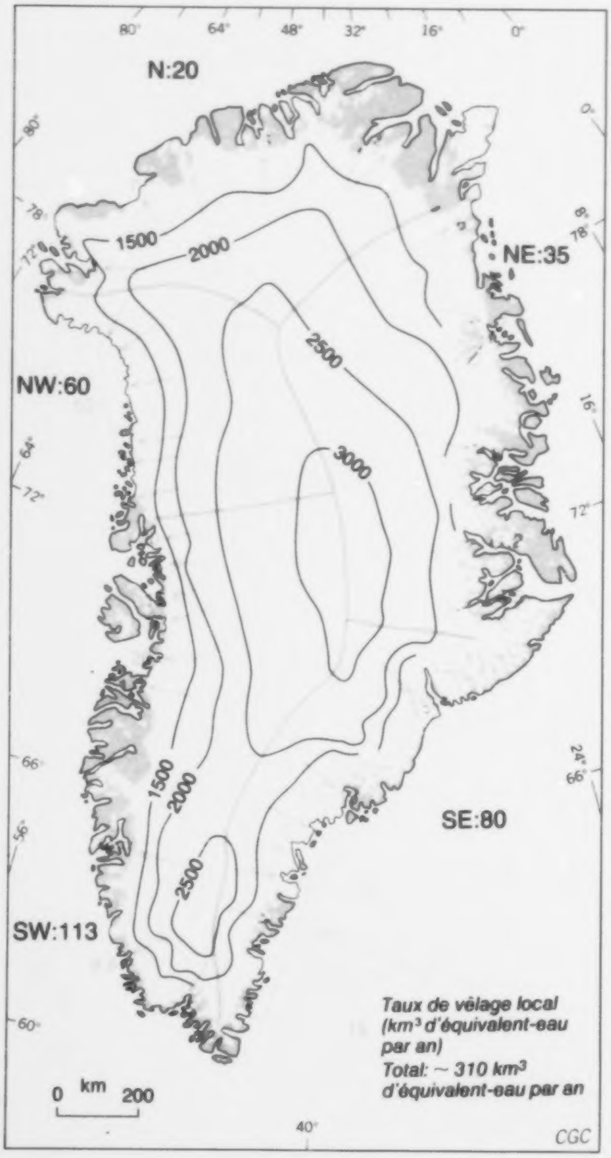


Figure 14-7. Taux de vêlage estimés (en km^3 d'équivalent-eau par année) dans divers secteurs de l'inlandsis du Groenland supposé à l'équilibre (d'après Reeh, 1985a). Les courbes de niveau représentent l'altitude de la surface (en mètres).

Accumulation	500 ± 100 km^3 d'équivalent-eau par an
Fusion	295 ± 100 km^3 d'équivalent-eau par an
Glace flottante	205 ± 60 km^3 d'équivalent-eau par an

De ces chiffres, il ressort que l'inlandsis groenlandais est proche de l'équilibre dans les conditions climatiques actuelles, ce que confirment d'ailleurs les variations d'altitude de la surface glaciaire observées le long du transect EGIG dans le centre du Groenland (Bauer et al., 1968a; Seckel, 1977a). En effet, ces observations mettent en évidence un abaissement de la surface du glacier dans la zone d'ablation, de l'ordre de 0,2-0,3 m par an. Dans la zone d'accumulation, Seckel constate un rehaussement de la surface d'environ 0,1 m/a sur le versant occidental de l'inlandsis, et un abaissement de quelques centimètres par an sur le versant oriental.

Les résultats mentionnés ci-dessus relativement à la zone d'ablation concordent avec un amincissement moyen de 0,3-0,5 m/a obtenu en comparant, ici et là sur la marge glaciaire occidentale, l'altitude de la limite glaciaire marquant l'extension de l'inlandsis vers 1880 à celle de la surface actuelle du glacier (Thomsen, 1983). De plus, le recul général des fronts glaciaires du Groenland occidental au cours du XX^e siècle (Weidick, 1968; Weidick et Thomsen, 1983) appuie la thèse d'un amincissement actuel de cette partie de l'inlandsis.

En ce qui concerne les régions intérieures, le bilan de masse a été déduit à partir de considérations relatives au flux différentiel et fondées sur des valeurs locales du taux d'accumulation, de l'épaisseur de la glace, de la vitesse de l'écoulement en surface et des taux de déformation en surface (Shumsky, 1965; Mellor, 1968; Mock, 1976), technique que Reeh et Gundestrup (1985) ont reprise à leur compte pour la région voisine du site de forage Dye 3 dans le sud du Groenland. Les estimations plus anciennes du bilan de l'inlandsis mettent en évidence des déséquilibres importants, tantôt positifs tantôt négatifs, dépassant parfois 1 m/a. Mais, comme le font remarquer Reeh et Gundestrup (1985), ces estimations s'appuient sur des données qui manquent souvent d'exactitude et ne tiennent aucun compte de la différence entre les valeurs de surface et les valeurs moyennes calculées en profondeur. Au site du Dye 3, par contre, où l'on dispose de données fiables, le changement d'altitude de la surface a été établi à 3 ± 3 cm/a, ce qui est très proche de l'équilibre. Ce résultat concorde avec les observations directes effectuées plus au nord par Seckel (1977b) et que nous avons déjà évoquées.

ANALYSE DES FORAGES ET DES CAROTTES DE GLACE

Le forage d'une carotte de glace longue de 1 390 m par le Cold Regions Research and Engineering Laboratory de l'armée américaine à Camp Century, dans le nord-ouest du Groenland, entre 1964 et 1966 (Hansen et Langway, 1966; Ueda et Garfield, 1969), et l'examen d'une autre carotte prélevée à proximité au Site 2 (Langway, 1970) marquent l'un des moments les plus significatifs des recherches sur l'inlandsis du Groenland. Ces travaux ont démontré que les grands inlandsis constituaient une riche source d'informations paléo-environnementales. Entre 1971 et 1981, de nombreuses carottes de glace ont été prélevées jusqu'à des profondeurs allant de 30 à 400 m dans le cadre du Greenland Ice Sheet Program (GISP), lequel visait essentiellement à recueillir d'autres données paléo-

environnementales (Rufli et al., 1976; Johnsen et al., 1980; fig. 14-8). Les efforts du GSIP furent couronnés en 1981 lorsqu'une carotte longue de 2 037 m fut forée au site Dye 3, dans le Groenland méridional. Cette carotte fut soumise à toute une série d'analyses stratigraphiques, physiques et chimiques (Langway et al., 1985), qui ont produit des renseignements utiles en glaciologie, en climatologie, en météorologie, en chimie atmosphérique, en astrophysique, en géologie et en volcanologie. Le tableau 14-2 énumère les différents aspects analytiques et les principales références.

Interprétation des carottes de glace

Les carottes de glace nous fournissent un large éventail de données utiles à la reconstitution des paléoenvironnements, parce que la neige incorpore tous les types de retombées atmosphériques: poussières et substances biologiques terrestres en aérosol, débris volcaniques, sels marins, particules cosmiques, isotopes produits par le rayonnement cosmique et acides énergiques d'origine naturelle ou artificielle. Ainsi chargées, les couches de neige se transforment graduellement en glace dont les cavités emprisonnent des échantillons d'air atmosphérique. Puis, ces couches sont progressivement enfouies dans la masse de l'inlandsis où elles sont soumises à un étirement horizontal continu et à un amincissement vertical, de sorte que leur épaisseur est presque nulle près du lit glaciaire.

Dans les régions intérieures, où il n'y a pratiquement aucune fonte en surface, les couches conservent essentiellement leur séquence originale, quoique l'érosion éolienne puisse en rompre la continuité jusqu'à une certaine profondeur. Des discontinuités peuvent également être créées au voisinage du lit glaciaire où des zones de cisaillement ou même de fracture sont engendrées par les irrégularités locales du relief sous-glaciaire. Par exemple, la succession stratigraphique dans la carotte de 2 037 m du site Dye 3 est très probablement continue jusqu'à 88 m du lit; à ce niveau, une couche de glace silteuse contenant des débris présumément dérivés du substratum rocheux et marquant un changement brusque de toutes les composantes de la glace est attribuée à la présence d'une zone de cisaillement (Hammer et al., 1985).

Une fois les analyses physiques et chimiques exécutées sur la carotte de glace, la prochaine étape consiste à établir un cadre chronologique pour la carotte (donc, une série chronologique). Cette étape, qui n'a rien de simple, consiste à 1) dater les échantillons, 2) corriger les effets du transport par advection attribuable au mouvement intraglaciaire, 3) corriger les effets des changements susceptibles de se produire lors du mouvement glaciaire, 4) supprimer le bruit de fond introduit durant la sédimentation de la neige et 5) tenir compte des différences entre les concentrations dans l'air et dans la glace.

Datation

Il existe essentiellement quatre méthodes de datation des carottes de glace: 1) la datation stratigraphique, 2) la datation par les isotopes radioactifs, 3) la datation théorique au moyen d'un modèle d'écoulement glaciaire et 4) la datation par corrélation avec d'autres enregistrements. Chacune de ces méthodes a fait l'objet de discussions approfondies (Hammer et al., 1978), empruntant d'ailleurs plusieurs exemples au Groenland (voir aussi Robin, 1983). Le tableau 14-3 (tiré de Hammer et al., 1978) en indique les principales caractéristiques. Un examen plus détaillé en sera fait dans les paragraphes suivants.

Dans les sites favorables, la datation stratigraphique des carottes de glace peut, à l'aide des variations de paramètres saisonniers tels le $\delta^{18}O$, les poussières, les propriétés chimiques ou la conductivité, déterminer des âges allant jusqu'à 10 000 ans avec une précision d'environ ± 3 a/ka (Hammer et al., 1978, 1986; Dansgaard et al.,

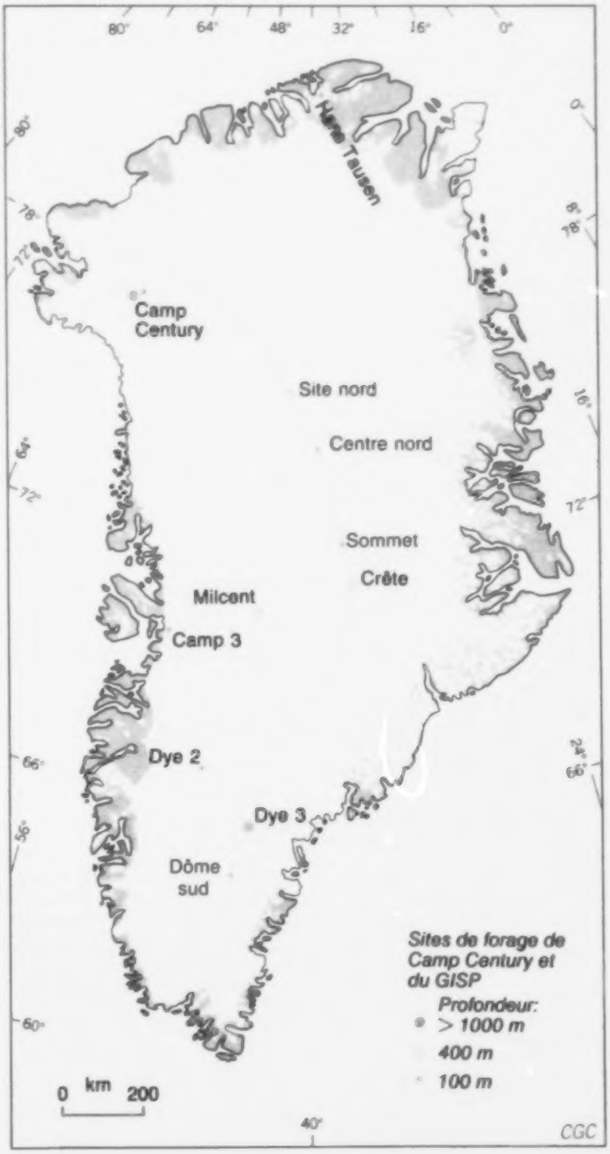


Figure 14-8. Position des sites de forage de Camp Century et du GISP (Greenland Ice Sheet Program). La ligne pointillée représente la principale ligne de partage glaciaire (d'après Langway et al., 1985).

1982). Dans certains cas, cette méthode peut s'appuyer de plus sur des horizons qui présentent des propriétés physiques et chimiques distinctives et dont l'âge est connu. Par exemple, des événements volcaniques bien datés, comme l'éruption du Laki en 1783 ou celle de l'Eldgja en l'an 934-935 de notre ère, peuvent être identifiés dans les carottes de glace par des horizons caractérisés par une forte acidité (Hammer et al., 1980). Au Groenland cependant, la détection d'événements volcaniques par des mesures d'acidité n'est guère possible que dans l'Holocène, puisque la glace d'âge wisconsinien est alcaline en raison de la grande abondance des poussières calcaires déposées durant le Wisconsinien supérieur (Craigin et al., 1977). Un autre repère utile dans les carottes de glace du Groenland est la très forte concentration de microparticules insolubles caractéristiques de la glace d'âge wisconsinien supérieur (Craigin et al., 1977; Thompson, 1977; Hammer et al., 1978, 1985).

Les méthodes de datation par isotopes radioactifs sont généralement moins précises, comme l'indique le tableau 14-3. Malgré sa précision plutôt faible, la datation au ^{14}C devient particulièrement utile lorsque la datation stratigraphique échoue, par exemple pour dater les parties inférieures des carottes de glace. Il est à espérer que les progrès accomplis dans le domaine de l'analyse isotopique grâce à

Tableau 14-2. Informations tirées des analyses de carottes de glace.

Discipline	Sujet	Paramètre mesuré	Références
Glaciologie	Taux d'accumulation	isotopes stables	Dansgaard et al., 1973
	Datation de strates internes	isotopes radioactifs	Dansgaard et al., 1973
		microparticules	Hammer et al., 1978
		conductivité	Hammer et al., 1985
		propriétés chimiques	Craigin et al., 1977
	Écoulement glaciaire et théorie le régissant	déformations des trous de sondage	Gundestrup et Hansen, 1984
		taille des cristaux de glace	Herron et al., 1985
		fabrique des cristaux de glace	Herron et al., 1985
		vitesse ultrasonique	
		déformation d'échantillons de glace	Shoji et Langway, 1985
	Paléo-altitudes de l'inlandsis	teneur en gaz total	Raynaud et Lorius, 1973
	Températures de l'inlandsis	profils de température	Weertman, 1968
	Transformation de la neige en glace	densité	Langway, 1970
		croissance des cristaux	Langway, 1970
Climatologie	Températures anciennes et actuelles	isotopes stables	Dansgaard et al., 1973
		profils de température	Robin, 1983
	Taux de précipitation anciens	isotopes stables	Dansgaard et al., 1973
		isotopes radioactifs	Dansgaard et al., 1973
		microparticules	Hammer, 1977b
		conductivité	Hammer et al., 1978
		propriétés chimiques	Langway et al., 1977
	Paléocirculation atmosphérique	microparticules	Dansgaard et al., 1984
		propriétés chimiques	Herron et Langway, 1985
	Cycles glacio-climatiques	isotopes stables	Dansgaard et al., 1969
Météorologie	Circulation atmosphérique	isotopes stables	Fisher et Alt, 1985
	Échanges de part et d'autre de la tropopause	isotopes radioactifs	Hammer, 1977b
		poussières stratosphériques	Hammer, 1977b
	Temps de résidence dans l'atmosphère	isotopes radioactifs	Picciotto et Wilgain, 1963
Chimie atmosphérique	Changements de composition	composition des bulles d'air	Raynaud et Delmas, 1977
	Variation de la concentration du CO_2 atmosphérique	teneur en CO_2 des bulles d'air	Neftel et al., 1982
	Pollution	plomb	Murozumi et al., 1969
		produits de fission	Picciotto et Wilgain, 1963
Astrophysique	Variation du flux radiatif cosmique	^{14}C	Beer et al., 1985
		^{32}Si	Clausen, 1973
		^{10}Be	Beer et al., 1985
	Correction de l'échelle ^{14}C	voir : Glaciologie, Datation des strates internes	Hammer et al., 1986
Géologie	Succession des glaciations	isotopes stables	Dansgaard et al., 1971
		impuretés	Hammer et al., 1985
	Sédiments et roches sous-glaciaires	teneur en débris	Herron et Langway, 1979
Volcanologie	Indice d'activité volcanique	conductivité	Hammer, 1977a
	Datation des éruptions volcaniques	conductivité	Hammer, 1977a

Tableau 14-3. Méthodes de datation de carottes de glace (d'après Hammer et al., 1978).

Méthode	sous conditions favorables		Remarques	Références typiques
	Période (en années)	Précision		
1. **Décroissance radioactive**				
1.1 ^{3}H et ^{210}Pb	100	10 %	quantité de glace nécessaire : 1 kg	Theodorsson, 1977
1.2 ^{32}Si et ^{39}Ar	1 000	10 %	quantité de glace nécessaire : 10^{3} kg	Clausen 1973; Oeschger et al., 1976
1.3 ^{14}C	25 000	5-20 %	quantité de glace nécessaire : $>10^{4}$ kg	Coachman et al., 1958 Oeschger et al., 1976
1.4 ^{10}Be, ^{26}Al, ^{36}Cl, ^{53}Mn, ^{81}Kr à mettre au point	>100 000?	?	quantité de glace nécessaire : $>10^{5}$ kg	Oeschger et al., 1976
2. **Dynamique glaciaire**				
2.1 Modèles théoriques d'écoulement	10 000	3 %	inlandsis en régime d'équilibre	Dansgaard et Johnsen, 1969 Paterson, 1976
2.2 Vitesses verticales dans les trous de sondage	?	?	inlandsis en régime d'équilibre	
3. **Stratigraphie**				
3.1 Horizons repères				
3.1.1 retombée de produits de fission	depuis 1954	1 an	retombées d'essais nucléaires	Picciotto et Wilgain, 1963
3.1.2 cendres et poussières volcaniques	>200	1 an	éruptions volcaniques datées	Gow, 1968 Hammer, 1977a
3.1.3 débris volcaniques solubles	>200	1 an	éruptions volcaniques datées	Gudmandsen, 1976
3.1.4 niveaux réflecteurs d'ondes radio	10 000	?	datation indirecte (avec étalonnage sur carotte de glace datée)	Dansgaard et al., 1973
3.1.5 isotopes stables, ^{18}O ou ^{2}H	500 000?	?	variations brusques de $\delta^{18}O$ (glaciations) datation indirecte	Sorge, 1933b
3.2 Variations saisonnières				
3.2.1 stratigraphie classique, densité, fabrique de la glace, dépôts de particules minérales ou argileuses	200	10 %		Theodorsson, 1977 Hamilton et Langway, 1968; Hammer, 1977b
3.2.2 isotopes radioactifs	quelques décennies	10 %		Dansgaard et al., 1973; Johnsen et al., 1977
3.2.3 microparticules	10 000	3-10 %	période et précision largement tributaires du site	Dansgaard et al., 1971
3.2.4 isotopes stables, ^{18}O ou ^{2}H, et éléments traces	15 000	1-5 %	pour des taux d'accumulation de glace >0,20 m/a	
3.3 Cycles $\delta^{18}O$ de longue période	100 000	?	en admettant un cycle périodique de $\delta^{18}O$ causé par des fluctuations solaires	

l'emploi des accélérateurs pourront augmenter significativement la période d'application et la précision de la datation au ^{14}C (Bennett et al., 1978). Les possibilités de cette méthode, de même que celles de la datation au ^{36}Cl-^{10}Be préconisée par Dansgaard (1981), restent toutefois à démontrer.

La datation théorique par modélisation de l'écoulement glaciaire n'a pas en principe de limite d'âge. Cependant, sa précision sera généralement faible et difficile à vérifier si les résultats ne sont pas appuyés par des données sur la distribution des taux d'accumulation et des épaisseurs de glace à l'amont glaciaire et par des mesures des vitesses et d'écoulement et des profils thermiques dans les sondages. Lorsque les données pertinentes sont suffisantes, la marge d'erreur a de fortes chances d'être inférieure à 10 % sur une période de 10 ka (Reeh et al., 1985). Au-delà de cet âge (correspondant à la fin de la dernière glaciation), la datation théorique par modélisation devrait tenir compte des changements majeurs survenus alors dans la configuration géométrique de l'inlandsis et dans les conditions paléo-environnementales. Or, dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible d'évaluer ces changements avec la précision requise pour obtenir des datations utiles. Ainsi, pour toute la section pré-holocène de carottes de glace, la modélisation de l'écoulement glaciaire devrait être considérée tout au plus comme une méthode auxiliaire de datation, susceptible d'apporter des éléments de comparaison dans le cadre de l'analyse chronologique.

La précision obtenue n'est guère meilleure avec les méthodes qui consistent à mettre en corrélation les niveaux caractéristiques d'une carotte de glace avec ceux de diagrammes palynologiques datés provenant de tourbières ou de sédiments marins d'eau profonde. Plusieurs échelles chronologiques différentes ont été ainsi proposées pour une même carotte de glace (Dansgaard et Johnsen, 1969; Dansgaard et al., 1982). Comme l'ont signalé Paterson et Waddington (1984), un même événement du profil $\delta^{18}O$ de Camp Century a été daté à 70 et 120 ka dans le cadre de différents schémas de corrélation.

Correction relative au transport par advection

Plusieurs paramètres mesurés sur les carottes de glace sont sujets à d'importantes variations latérales à la surface de l'inlandsis. Or, puisque toute la glace d'une carotte n'origine pas exactement du même lieu, les variations d'un paramètre à l'intérieur d'une carotte seront affectées par les variations latérales originales de ce paramètre. Par conséquent, pour extraire d'une carotte une série de variations temporelles, il faut effectuer des corrections pour le transport par advection à l'aide de modèles d'écoulement glaciaire. Ces corrections seront d'autant plus précises que les variations latérales, à l'amont glaciaire, des paramètres glaciologiques pertinents sont bien connues. En outre, dans la plupart des cas, l'intervalle chronologique sur lequel de telles corrections peuvent être pratiquées se limite à l'Holocène, car les corrections pour des intervalles plus anciens devraient tenir compte des changements survenus dans le mode d'écoulement de l'inlandsis et dans les conditions environnementales à la fin du dernier maximum glaciaire, ce qui est fort délicat dans l'état actuel des connaissances.

Sur un dôme ou une crête horizontale de l'inlandsis, le mouvement horizontal de la glace est nul; il n'est donc pas nécessaire de tenir compte du transport par advection, du moins tant et aussi longtemps que le dôme n'a pas changé de position. C'est l'une des raisons pour lesquelles sont préférés les sites de forage sur des dômes ou des lignes de partage glaciaire peu inclinées, puisqu'ainsi, au moins les sections les plus récentes des carottes devraient être plus faciles à interpréter.

Correction relative à la phase de sédimentation de la neige

En règle générale, la concentration d'une substance en traces dans les précipitations diffère de sa concentration dans la masse d'air qui leur a donné naissance (Junge, 1977). Dans son étude de la relation entre la concentration de substances dans l'air et leur concentration dans la glace, Hammer (1985) conclut que, dans les régions de fortes précipitations (plus de 10-20 cm d'équivalent-glace par an), les carottes de glace reflètent les concentrations locales des substances en traces dans l'air et que les caractéristiques annuelles des précipitations individuelles n'ont qu'une influence modérée. Il a constaté aussi que les variations des précipitations annuelles attribuables à des changements climatiques ont un effet négligeable sur les relations entre les concentrations dans l'air local et celles dans la glace locale.

Comme les précipitations solides (neige) sont un phénomène discontinu, une carotte de glace ne représente pas un échantillonnage uniforme d'un intervalle temporel (par ex. une année); elle est plutôt constituée de plusieurs sous-échantillons dont chacun représente un événement de précipitation. Ainsi, les saisons marquées par des neiges abondantes seront surreprésentées par rapport aux saisons plus sèches. Il s'ensuit que les variations observées dans les valeurs annuelles moyennes du $\delta^{18}O$ d'une carotte de glace ne sont pas nécessairement en rapport avec les variations de la composition isotopique annuelle moyenne dans l'air. Elles pourraient tout aussi bien être dues à des variations d'une année à l'autre de la répartition annuelle des précipitations, étant donné que les valeurs du $\delta^{18}O$ accusent un cycle annuel prononcé. En principe, cela vaut pour tous les constituants mesurés dans les carottes de glace et obéissant à des cycles annuels marqués.

De plus, la neige ne se dépose pas uniformément à la surface du glacier; les poudreries à la surface de l'inlandsis créent des inégalités dans la couverture nivale et, de ce fait, introduisent une composante aléatoire (bruit de fond) dans les carottes de glace. Fisher et al. (1985) ont montré que le rapport de variance signal-bruit de fond pour les épaisseurs des couches annuelles et les enregistrements du $\delta^{18}O$ se situe entre 1 et 4 dans les carottes de glace du Groenland. Dans le même ordre d'idée, les grandes tempêtes qui ponctuent généralement les hivers groenlandais sont responsables d'un autre phénomène: le déneigement systématique, par érosion éolienne, des régions élevées de l'inlandsis et peut-être aussi des crêtes mineures sur les surfaces ondulées. Comme l'ont démontré Fisher et al. (1983), ce processus peut avoir un impact marqué sur les valeurs annuelles moyennes du $\delta^{18}O$ mesuré dans les carottes de glace, en particulier dans les régions à faible taux d'accumulation.

La fonte superficielle est un autre problème qui complique l'interprétation des carottes de glace, puisque ses effets se font sentir à la fois sur les concentrations ioniques

et sur la composition des gaz. À cause de ce facteur, les teneurs en CO_2 et en HNO_3 peuvent être beaucoup plus élevées dans les carottes de glace que dans l'air (Neftel et al., 1982). À l'intérieur de la couche de névé perméable de 60 à 70 m d'épaisseur, au-dessus du niveau de fermeture des pores, la diffusion gazeuse dans les pores, conjuguée à l'effet de pompage dû aux variations de la pression barométrique à la surface, provoque parfois un échange d'air. Au Groenland, cette couche perméable peut couvrir plusieurs centaines d'années, ce qui limite la précision des âges qu'il est possible d'obtenir à partir des compositions gazeuses mesurées dans les carottes de glace (Stauffer et al., 1985a).

Effets du vieillissement

En raison des changements pouvant survenir au cours du mouvement de la glace, les valeurs de certains paramètres mesurées sur une carotte de glace diffèrent de celles observées pour la même glace au site d'accumulation de la neige. Par exemple, les couches annuelles de neige s'amincissent à mesure qu'elles se transforment en glace, et, plus tard, les couches de glace varieront d'épaisseur par suite des déformations engendrées par l'écoulement glaciaire. De même, les processus de diffusion, qu'il s'agisse de diffusion gazeuse dans les interstices des couches supérieures du névé ou de diffusion plus lente dans le réseau cristallin de la glace, ont pour effet d'adoucir les gradients, allant dans certains cas jusqu'à oblitérer les variations de la composition isotopique de l'oxygène (Johnsen, 1977a). Ce lissage des gradients dépend toutefois du taux d'accumulation; la cyclicité annuelle de $\delta^{18}O$, par exemple, peut être reconnue sur de très longues périodes lorsque les taux d'accumulation dépassent 20 cm/a (Johnsen, 1977a).

En général, le facteur chimique n'intervient pas durant le transport glaciaire, la plupart des réactions susceptibles de se produire ayant déjà eu lieu dans l'atmosphère. Toutefois, des gaz organiques comme le méthane peuvent s'oxyder lors de leur transport dans la glace (Craig et Chou, 1982).

D'autres erreurs peuvent également être introduites lors des travaux de forage et d'échantillonnage. En effet, lorsque la glace est ramenée en contact avec l'atmosphère, plusieurs de ses constituants risquent d'être contaminés ou de subir des modifications chimiques; il est donc impérieux, pour s'assurer de valeurs inaltérées, de procéder avec soin lors de la manutention et de l'entreposage des carottes.

Résultats

Malgré les difficultés qu'elle comporte, l'interprétation des enregistrements dérivés des carottes de glace a fait énormément progresser les connaissances sur l'évolution climatique et dynamique de l'inlandsis du Groenland.

À ce sujet, Robin (1983) traite longuement des données climatiques extraites des carottes de glace prélevées au Groenland, en particulier des données antérieures à 1973. Dans les paragraphes qui suivent, nous nous attarderons sur les résultats les plus intéressants de cette période et sur les résultats plus récents, en particulier sur ceux d'un forage profond effectué au site Dye 3 entre 1979 et 1981 (Langway et al., 1985).

Évolution des températures et des précipitations

Comme l'ont montré Dansgaard et al. (1973), il existe une étroite relation entre le rapport $H_2{}^{18}O/H_2{}^{16}O$ observé dans la neige superficielle de l'inlandsis du Groenland et la température annuelle moyenne au site d'accumulation de la neige (l'écart entre ce rapport et une valeur de référence exprimée en parties par millier est désigné normalement par le symbole $\delta^{18}O$; Dansgaard, 1964). D'où l'hypothèse que $\delta^{18}O$ représente une estimation qualitative de la température de condensation lorsque la neige s'est formée dans l'atmosphère. Cependant, Dansgaard et al. (1984) ont montré, et des modèles globaux de circulation des isotopes de l'oxygène (Joussaume et al., 1984; Fisher et Alt, 1985) l'ont ensuite confirmé, que les valeurs de $\delta^{18}O$ peuvent également refléter les changements de la provenance des sources d'humidité sous l'effet, par exemple, des variations de la circulation atmosphérique (Lawson et al., 1982) ou de l'extension de la banquise (Ruddiman et McIntyre, 1981). Ce rapport est aussi influencé par plusieurs autres processus: rapport entre les précipitations estivales et hivernales, bruit de fond, transport par advection et variations d'altitude de la surface de l'inlandsis.

Les enregistrements de $\delta^{18}O$ rendent admirablement bien compte des grands changements climatiques planétaires. Ainsi, le passage des climats glaciaires aux climats interglaciaires il y a 10 000 ou 11 000 ans est fortement marqué dans les carottes glaciaires profondes du Groenland (fig. 14- 9a,b), et dans celles provenant de l'Arctique (Koerner, 1989) et de l'Antarctique (Dansgaard et al., 1984). En outre, les oscillations de grande amplitude observées dans les valeurs de $\delta^{18}O$ obtenues sur les carottes du site Dye 3 et de Camp Century (fig. 14-9b), attribuées au Wisconsinien moyen et supérieur, correspondent fort probablement à des événements climatiques brusques (Dansgaard et al., 1984). Ces événements sont probablement le résultat de migrations rapides de la latitude moyenne du front polaire, par analogie avec l'événement survenu autour de 13 ka dont font état plusieurs études sur les foraminifères benthiques dans les sédiments d'eau profonde de l'Atlantique Nord (Ruddiman et McIntyre, 1981).

Contrairement aux oscillations de grande amplitude, les fluctuations climatiques de courte durée semblent plus difficiles à distinguer sur les courbes de $\delta^{18}O$. Robin (1983), comparant les enregistrements provenant de différents sites du Groenland et de l'Arctique canadien, ne leur trouve de commun qu'une période de réchauffement ayant débuté vers 1930. Il attribue cette apparente incohérence au fait que les tendances à court terme des températures diffèrent d'un site à l'autre. Une explication tout aussi vraisemblable serait que le signal climatique direct dans les profils de $\delta^{18}O$ est masqué par un très fort bruit de fond causé par les divers processus que nous avons évoqués à propos de l'interprétation des carottes de glace. La figure 14-9c, par exemple, montre la courbe des valeurs de $\delta^{18}O$ observées dans les 650 m supérieurs de la carotte du site Dye 3 et couvrant les 1 500 dernières années, à laquelle est superposé le même profil après correction pour les effets amont, et couvrant les 1 150 dernières années. Même si les corrections sont du même ordre de grandeur que le signal lui-même, de bonnes corrélations entre les enregistrements de $\delta^{18}O$ et les paléotempératures semblent possibles. Dansgaard et al. (1975) sont parvenus à mettre en

corrélation les enregistrements de $\delta^{18}O$ au site Crête avec les paléotempératures en Angleterre et en Islande au cours du dernier millénaire. Cependant, comme le souligne Robin (1983), des corrélations de ce type pourraient difficilement être établies avec les profils isotopiques observés ailleurs au Groenland puisqu'ils sont davantage exposés aux effets amont que le profil du site Crête qui, lui, est situé sur la principale ligne de partage glaciaire.

Afin de réduire le bruit de fond et d'obtenir une meilleure représentation géographique, Hammer et al. (1981) ont combiné quatre profils $\delta^{18}O$ en une seule courbe isotopique de référence, à laquelle ils ont ensuite intégré d'autres enregistrements climatiques pour obtenir une courbe de référence des paléotempératures dans l'hémisphère Nord (fig. 14-10). Celle-ci montre des périodes de réchauffement aux XX^e, XII^e et VIII^e siècles, et des périodes plus froides aux XIX^e, XVII^e (au maximum du Petit Âge glaciaire) et IX^e siècles.

Un enregistrement climatique fondé sur les paléoclimats estivaux peut être dérivé des phénomènes de fusion observés dans les carottes de glace de la région du site Dye 3 (Hibler et Langway, 1977; Herron et al., 1981). Cet indice des paléotempératures estivales concorde dans l'ensemble avec la courbe de référence des paléotempératures de l'hémisphère Nord dont il était question plus haut. Dans plusieurs cas, il y a absence de corrélation entre les phénomènes de fusion observés dans des carottes situées à moins de 1 km d'intervalle, ce qui tient probablement au bruit

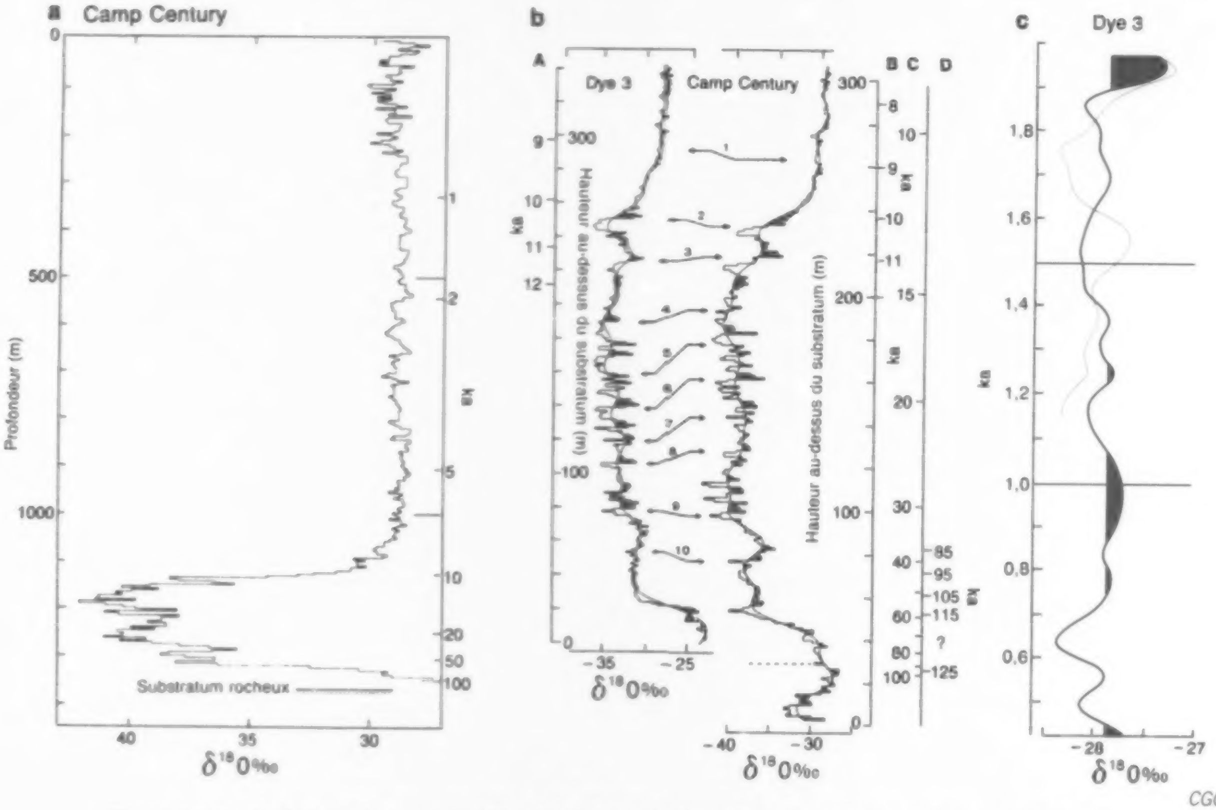


Figure 14-9. Variations de la composition isotopique de l'oxygène en fonction de la profondeur dans les carottes de glace prélevées au Groenland (voir position des sites, fig. 14-2a).

(a) Variations isotopiques dans la carotte de Camp Century (d'après Robin, 1983).

(b) Variations de la composition isotopique de l'oxygène dans les niveaux inférieurs des carottes Dye 3 et Camp Century, en fonction de la distance comptée à partir du lit sous-glaciaire (d'après Dansgaard et al., 1982). Les flèches indiquent la correspondance des oscillations d'un enregistrement à l'autre. Les échelles chronologiques A et B sont déduites d'une modélisation simple de l'écoulement glaciaire (Hammer et al., 1978), l'échelle C, d'une analyse spectrale de Fourrier sur les données de Camp Century (Dansgaard et al., 1971) et l'échelle D, d'une comparaison avec les données d'un forage océanique (Dansgaard et al., 1982).

(c) Variations de la composition isotopique de l'oxygène dans les 650 m supérieurs de la carotte Dye 3 couvrant les 1 500 dernières années (courbe noire); même courbe, correction faite des effets amont jusqu'à l'an 1150 de notre ère (courbe rouge). Les courbes sont lissées au moyen d'un filtre passe-bas numérique avec période de 100 ans (d'après Dansgaard et al., 1985a).

de fond considérable résultant du transport par advection qu'amènent les variations spatiales des taux de fusion sur la surface onduleuse de l'inlandsis.

Les profils de température obtenus dans les sondages nous renseignent également sur les paléotempératures au Groenland. Cela requiert toutefois une méthologie complexe faisant appel à des modèles d'écoulement glaciaire et nécessitant donc une approximation des paléodirections d'écoulement et des paléobilans de masse de l'inlandsis. La tâche sera d'autant plus ardue, et les résultats d'autant plus incertains, que le profil de température sera effectué pour un site éloigné d'une ligne de partage glaciaire et qu'il couvrira une longue période. Sur la carotte de Camp Century, Budd et Young (1983) ont obtenu une courbe des paléotempératures à partir des profils mesurés de $\delta^{18}O$ et de la teneur en gaz total (laquelle est fonction de l'altitude du site d'accumulation de la neige; Raynaud et Lorius, 1973). Selon eux, vers 15 ka, la température était inférieure de 8 °C à celle d'aujourd'hui, et l'épaisseur de l'inlandsis dans la région de Camp Century était supérieure de 600 m à celle d'aujourd'hui. Cependant, Reeh (1984) est parvenu à des résultats contradictoires à l'aide d'un modèle tridimensionnel de l'altitude de la surface et

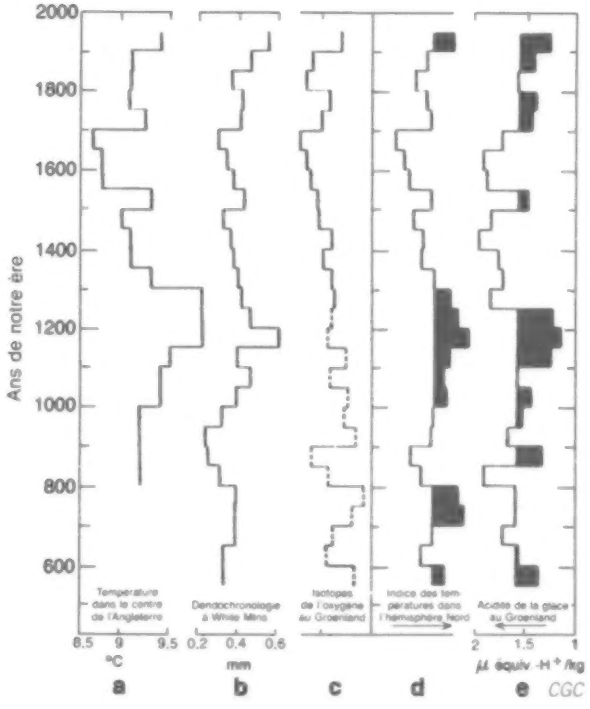


Figure 14-10. Corrélation entre les fluctuations climatiques et l'activité volcanique (d'après Hammer et al., 1981). La courbe d est une courbe composite combinant les trois enregistrements indirects a, b et c aux périodes chaudes représentées par les zones noires. L'activité volcanique (e) est représentée par une courbe d'acidité tracée à partir de données obtenues pour la carotte Crête. Les zones noires représentent une faible acidité et, par conséquent, un volcanisme inférieur à la normale.

des directions d'écoulement glaciaire pour le nord-ouest de l'inlandsis du Groenland au Wisconsinien supérieur; la diminution de l'épaisseur du glacier semble beaucoup moins importante que ne le supposaient Budd et Young (1983). Par conséquent, la variation de 11 à 12% dans les profils de $\delta^{18}O$ à la transition Holocène-Wisconsinien, par rapport à une variation paléoclimatique estimée à seulement 6 ± 1% durant la même période (Dansgaard et al., 1985b), pourrait difficilement être expliquée par les seules variations de l'épaisseur de l'inlandsis. Dansgaard et al. (1985b) l'attribuent aussi en partie à un réchauffement anormal des températures ou encore à une augmentation exceptionnelle de $\delta^{18}O$ par degré de réchauffement dans le nord-ouest du Groenland.

La reconstitution de l'évolution du bilan de masse à partir de l'analyse des carottes de glace doit tenir compte de plusieurs facteurs. Le bilan glaciologique peut être reconstitué à partir des épaisseurs des couches annuelles, elles-mêmes identifiées à l'aide du cycle annuel de certains paramètres, comme le $\delta^{18}O$, la teneur en microparticules, la conductivité ou les constituants chimiques (Hammer et al., 1978). Il faut cependant appliquer aux résultats les corrections appropriées en évaluant la déformation subie par les couches après leur dépôt (Reeh et al., 1978; Paterson et Waddington, 1984). La reconstitution du bilan de masse doit donc nécessairement passer par une modélisation qui tienne compte de l'évolution du régime d'écoulement de l'inlandsis. Il faut aussi tenir compte de la variabilité locale des accumulations neigeuses, une autre source de bruit de fond. En outre, avant d'attribuer une signification paléoclimatique aux bilans de masse dérivés de l'analyse des carottes, il faut évaluer les variations des taux d'accumulation attribuables aux effets topographiques (Reeh et al., 1985).

D'après une étude fondée sur des profils de l'épaisseur des couches annuelles observées sur trois carottes de glace longues de 400 m provenant des sites Dye 3, Milcent et Crête (Reeh et al., 1978), les taux d'accumulation dans le centre du Groenland ont diminué de quelques points de pourcentage depuis 1 500 ans. Les écarts par rapport à cette tendance à long terme sont généralement inférieurs à 5% (fig. 14-11a). Il est vrai que des écarts allant jusqu'à 11% sont présents dans la carotte du site Dye 3 dans le sud du Groenland, mais il a été démontré depuis que ces variations du taux d'accumulation étaient causées par des effets topographiques à l'amont glaciaire du site et qu'elles n'avaient donc aucune signification paléoclimatique (Reeh et al., 1985; fig. 14-11b).

Comme nous l'avons déjà mentionné, plus on remonte dans le temps, plus il devient difficile de corriger les effets des déformations post-sédimentaires. Deux des carottes de glace du Groenland, celles de Camp Century et du site Dye 3, couvrent la période antérieure aux 1 500 dernières années; or, à aucun de ces endroits n'a-t-on pu obtenir de données suffisantes sur l'amont glaciaire pour estimer avec une quelconque précision les taux d'accumulation antérieurs à 3 ka. Pour illustrer à quel point cette incertitude complique les interprétations, le profil d'épaisseur des couches obtenu au site Dye 3 peut servir d'exemple. Comme le montre la figure 14-11b, ce profil comporte un renflement entre 1 200 et 1 500 m de profondeur correspondant à l'intervalle chronologique 3,5-6,0 ka et pour lequel existent deux interprétations également plausibles: ou bien il est dû à une augmentation de 20 à 30% des précipi-

tations au cours de l'optimum climatique, ou bien il résulte d'une déformation des couches de glace causée par l'écoulement glaciaire sur un sommet sous-glaciaire situé environ 30 km en amont du site de forage. Malheureusement, on ne connaît pas encore suffisamment le relief sous-glaciaire pour résoudre cet important dilemme.

L'analyse des carottes de glace du Groenland a également permis d'estimer les taux de précipitations au cours du Wisconsinien. Dans la carotte du site Dye 3, Hammer et al. (1986) ont observé une réduction de plus des deux tiers de l'épaisseur des couches annuelles à la transition Holocène-Wisconsinien. Cette réduction marquée provient probablement d'une diminution équivalente des taux d'accumulation pendant cet intervalle chronologique. Après comparaison des enregistrements de Camp Century avec ceux des sédiments lacustres et des foraminifères océaniques, Dansgaard et al. (1982) ont conclu que les taux de précipitations vers 15 ka furent probablement jusqu'à cinq fois plus faibles que ceux d'aujourd'hui. Ils ont aussi conclu à des taux de précipitation relativement élevés durant les intervalles 125-115 ka, 80-60 ka et 40-30 ka; ce sont des intervalles que les données océaniques désignent précisément comme des périodes de forte accumulation de glace continentale. Comme l'ont cependant signalé Paterson et Waddington (1984), des conclusions fondées sur la datation par corrélation des carottes de glace ne sauraient être qu'approximatives.

Mouvement des gaz atmosphériques

À mesure que les couches de neige déposées en surface sont enfouies et incorporées à l'inlandsis, elles se compactent pour former une glace solide où sont emprisonnées des bulles d'air. Dans ces bulles sont préservés des échantillons de gaz atmosphériques dont on peut ensuite mesurer directement la composition, ce qui donne accès aux conditions paléo-atmosphériques. Cependant, ces échantillons de gaz ne sont généralement pas du même âge que la glace qui les renferme. En effet, étant donné que les couches supérieures de l'inlandsis sont perméables et que l'air atmosphérique peut s'infiltrer dans le névé jusqu'à 60 ou 70 m de profondeur, l'air emprisonné peut être beaucoup plus

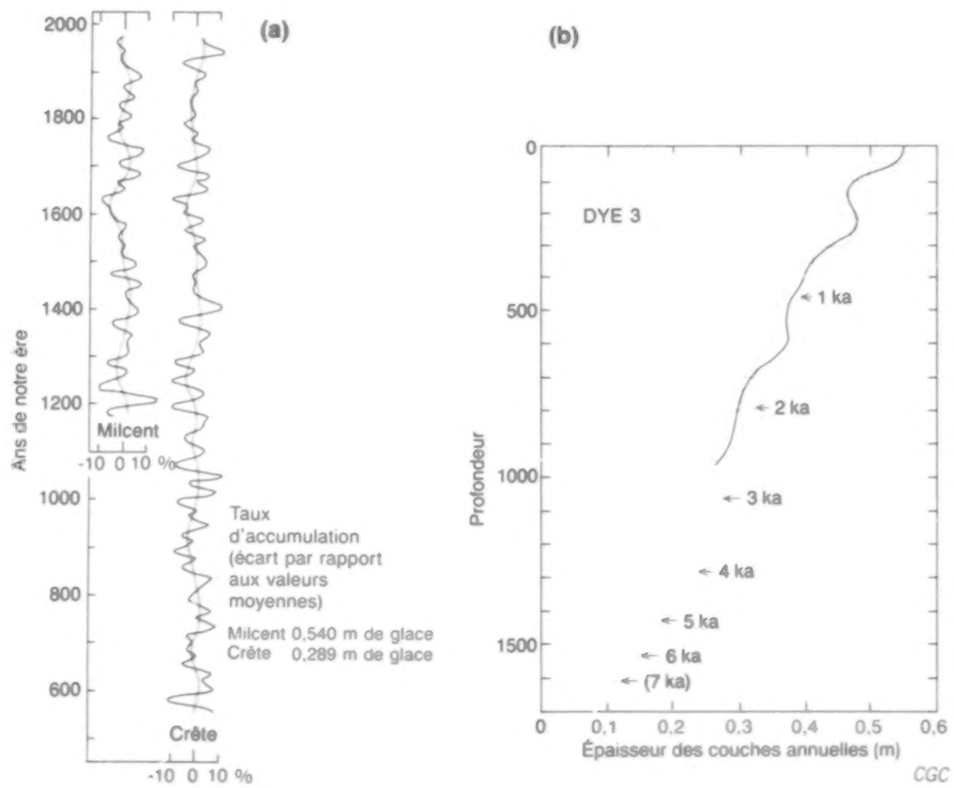


Figure 14-11. (a) Taux d'accumulation enregistrés à deux stations de l'inlandsis du Groenland, déterminés d'après les cycles saisonniers de $\delta^{18}O$ (adapté selon Reeh et al., 1978). Les courbes du taux d'accumulation annuel ont été lissées au moyen de filtres passe-bas numériques avec période de 120 ans (courbes rouges) et de 30 ans (courbes noires). (b) Épaisseur des couches annuelles dans la carotte de glace Dye 3 (modifié d'après Dansgaard et al., 1985a). La courbe rouge représente les épaisseurs observées et la noire, les épaisseurs prévues par un modèle d'écoulement glaciaire qui rend compte des variations d'épaisseur et d'accumulation sur de courtes distances en amont du site de forage.

récent que la glace. Au Groenland, la zone perméable peut comprendre plusieurs centaines d'années de précipitations, ce qui limite la résolution temporelle des enregistrements de la composition gazeuse.

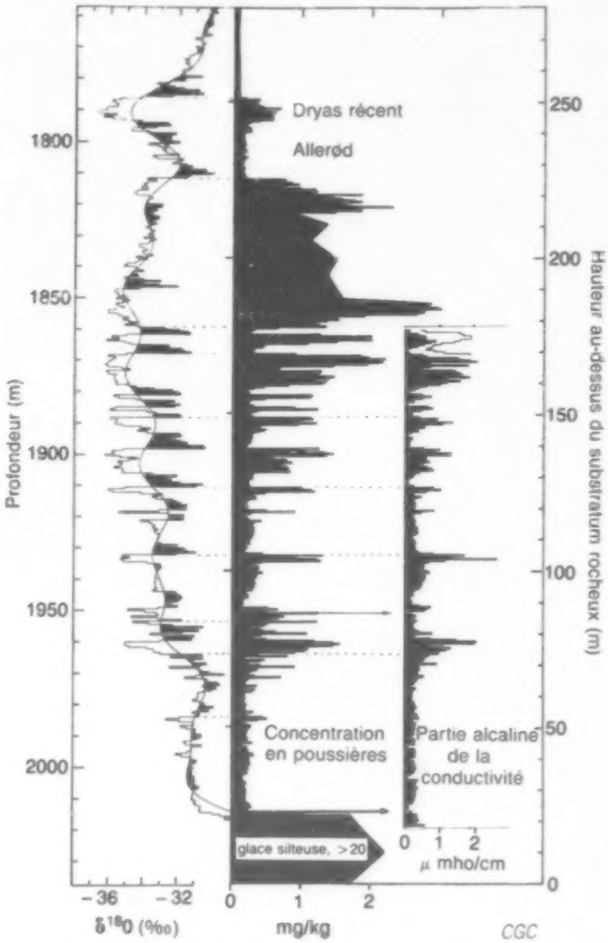


Figure 14-12. Partie de la carotte de glace Dye 3 qui couvre l'ensemble de la période glaciaire. Sont représentées sur ce diagramme les valeurs de $\delta^{18}O$, la concentration de poussières et l'alcalinité mesurées sur des échantillons de 55 cm de longueur en moyenne (d'après Hammer et al., 1985). La ligne mince superposée à la courbe d'alcalinité représente la conductivité électrique totale des échantillons fondus. La différence entre l'alcalinité et la conductivité électrique est due à la présence de sels marins, de nitrates et d'impuretés volcaniques. Les valeurs fortes pour la concentration de poussières, l'alcalinité et la teneur en sels marins varient parallèlement, tandis que les valeurs faibles de $\delta^{18}O$ correspondent à de fortes teneurs en impuretés. La ligne aux sinuosités douces qui recoupe l'enregistrement de $\delta^{18}O$ représente les valeurs isotopiques après lissage au moyen d'un filtre passe-bas numérique de 24 points. Les flèches qui partent de la courbe de concentration de poussières indiquent les couches de poussières visibles provenant vraisemblablement du socle rocheux.

L'étude des échantillons de glace des carottes de Camp Century et du site Dye 3 indiquent que le rapport O_2/N_2 de l'atmosphère n'a que peu varié depuis 100 ka (Raynaud et Delmas, 1977; Stauffer et al., 1985a). Il en va autrement de la concentration en CO_2 qui, elle, montre d'amples fluctuations. Les mesures exécutées sur les deux carottes profondes du Groenland mettent en évidence une augmentation importante et rapide de la teneur en gaz carbonique, passant de 180-200 ppm (volumétrique) à la fin du Wisconsinien à 260-300 ppm durant l'Holocène (Neftel et al., 1982; Stauffer et al., 1985b). On observe également durant le Wisconsinien une série d'oscillations rapides des concentrations en CO_2 (de l'ordre de 60 ppm à l'échelle du siècle, selon Stauffer et al., 1984), qui coïncident bien avec les variations climatiques déduites de la composition des isotopes stables (fig. 14-9b). Si ces fluctuations dans la glace sont le reflet de fluctuations atmosphériques, elles représentent un indice des changements climatiques durant le dernier âge glaciaire et jusqu'à la fin de ce dernier. Toutefois, il n'est pas exclu que ces fluctuations soient des artéfacts dus à l'enrichissement en CO_2 des couches de glace fondue ou à des échanges avec les carbonates de la matrice glaciaire, surtout que les variations de la concentration accusent des fluctuations coïncidant avec celles du CO_2 (Oeschger, 1985). Du plus, l'alcalinité de la glace wisconsinienne du Groenland (Hammer et al., 1985) pourrait en influencer la teneur en CO_2. Ces quelques points devraient être clarifiés avant que les variations de la teneur en CO_2 de l'atmosphère, telles qu'enregistrées dans les carottes de glace, ne puissent être considérées comme un élément décisif dans l'explication de cycles climatiques du type glaciaire-interglaciaire. D'après quelques mesures effectuées sur de la glace vieille d'à peine quelques siècles, il semble que les concentrations de gaz carbonique étaient de l'ordre de 260-270 ppm (volumétrique) avant l'ère industrielle (Wolff et Peel, 1985). Actuellement, l'atmosphère en contient environ 30% de plus.

Jusqu'à récemment, le CO_2 était le seul gaz auquel un rôle significatif était attribué dans le cadre d'un éventuel réchauffement climatique planétaire (effet de serre). Or, on sait maintenant que plusieurs autres gaz, le méthane (CH_4) et les chlorofluorocarbures (CCl_3F et CCl_2F_2) par exemple, qui s'accumulent actuellement dans l'atmosphère à l'état de traces, pourraient aussi y contribuer de façon significative. L'analyse des carottes de glace du Groenland et des autres régions polaires met en évidence une augmentation rapide de la concentration du CH_4 débutant il y a environ 200 ans (Craig et Chou, 1982; Rasmussen et Khalil, 1984) et indique que les chlorofluorocarbures sont entièrement d'origine anthropique (Rasmussen et Khalil, 1984).

Comme il a été mentionné plus haut, l'analyse de la teneur en gaz total dans les carottes de glace a aussi servi à estimer les altitudes des anciens sites d'accumulation de la neige (Raynaud et Lorius, 1973). La méthode utilisée repose sur le principe selon lequel la pression barométrique, et par conséquent la teneur en gaz dans la glace, varient inversement avec l'altitude. Toutefois, la précision de la méthode est encore incertaine (Paterson, 1981, p. 343).

Teneur en impuretés

La glace de l'inlandsis du Groenland qui est antérieure à l'ère industrielle contient des impuretés d'origine marine,

continentale, volcanique, stratosphérique et extraterrestre (Hammer et al., 1985), que l'on peut classer comme suit : *Microparticules d'origine terrestre, surtout argileuses.* Au Wisconsinien, ces matières étaient très alcalines; il s'agit présumément de poussières riches en Ca provenant de vastes secteurs des plates-formes continentales qui émergeaient à cause des bas niveaux marins (Craigin et al., 1977; Hammer et al., 1985). La concentration des microparticules dans la glace holocène du Groenland est de l'ordre de 0,05 mg par kilogramme de glace; elle est environ 6 fois plus élevée que dans la glace de l'Antarctique, mais de 3 à 70 fois plus faible que dans la glace d'âge wisconsinien au Groenland (fig. 14-12). La très forte teneur en poussières des glaces du Groenland, en particulier celles

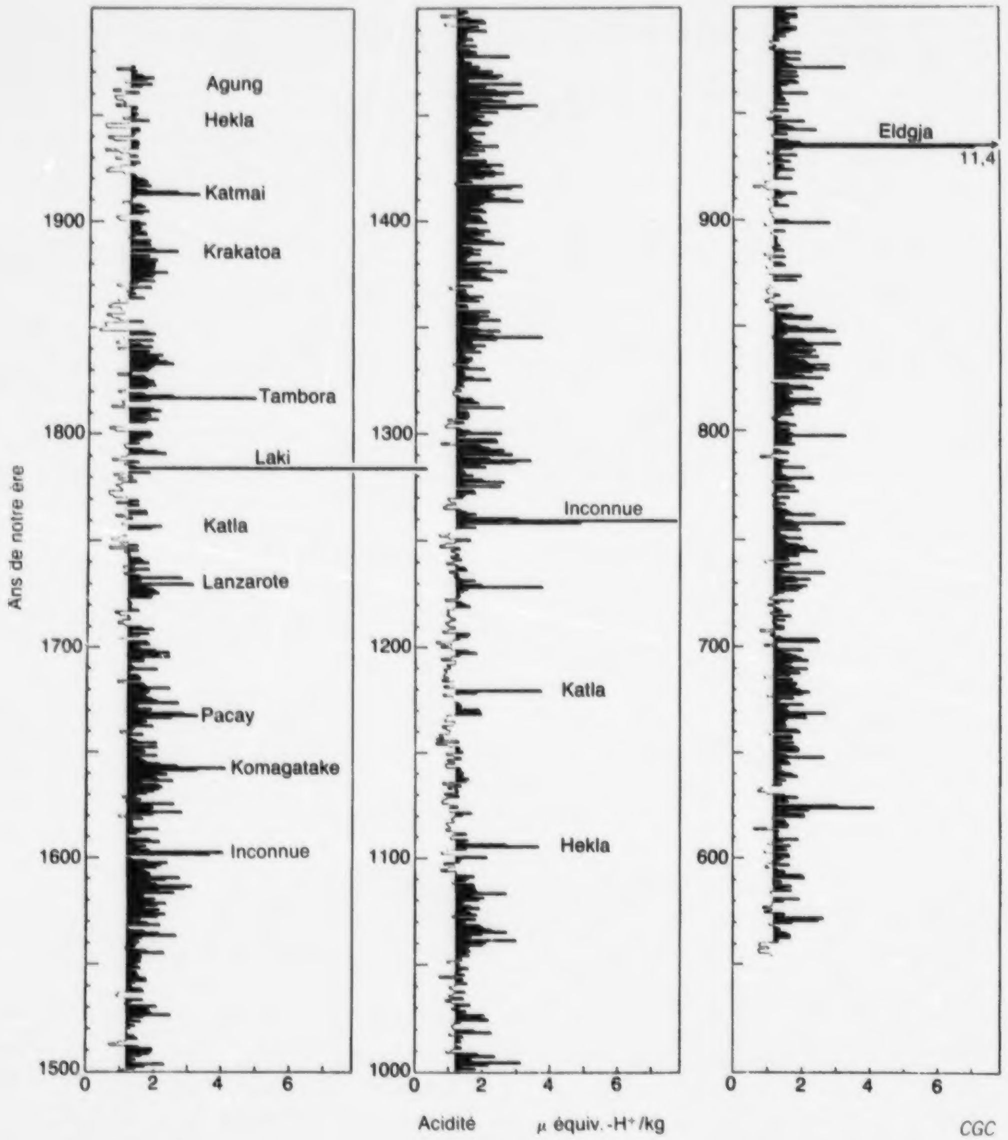


Figure 14-13. Acidité moyenne des couches annuelles de 1972 à l'an 553 de notre ère dans la carotte de glace prélevée à Crête, dans le centre du Groenland (d'après Hammer et al., 1980). Les taux d'acidité supérieurs au bruit de fond (zones estompées), soit 1,2 ± 0,1 μ équivalent-H^+/kg de glace, sont causés par des retombées d'acides volcaniques, surtout H_2SO_4, consécutives à des éruptions survenues au nord de 20°S. La marge d'erreur sur la datation de la carotte de glace est de ± 1 an pour les 900 dernières années et, au-delà, augmente graduellement pour atteindre ± 3 ans en 553 de notre ère (Hammer et al., 1978); dès lors, il est possible de reconnaître plusieurs grandes éruptions rapportées dans les documents historiques et aussi de dater avec précision l'éruption de l'Eldgja, volcan islandais.

du Wisconsinien supérieur, est probablement attribuable à l'intensité des tempêtes des latitudes moyennes conjuguée à l'abondance des aérosols provenant des plaines d'épandage fluvioglaciaire au sud des inlandsis d'Amérique du Nord et d'Eurasie ainsi que des secteurs émergés des plates-formes continentales.

Sels marins, surtout NaCl. D'après le profil des concentrations de chlorures observées dans la carotte de glace du site Dye 3, les taux de précipitations sur l'inlandsis semblent avoir été plus faibles au Wisconsinien qu'ils ne le sont actuellement. De plus, la force des vents a pu augmenter les concentrations des aérosols salins au-dessus des océans, ce qui pourrait aussi contribuer à expliquer pourquoi les teneurs en Cl sont de 4 à 5 fois supérieures au Wisconsinien qu'à l'Holocène (Herron et Langway, 1985).

Électrolytes d'origine volcanique. H_2SO_4, HCl, HF et sels dérivés de ces acides. Les grandes éruptions volcaniques de l'hémisphère Nord laissent dans la glace un signal caractérisé par une acidité élevée causée par le lessivage des acides. Ces pics d'acidité volcanique atteignent des valeurs bien au-dela de celle du bruit de fond qui oscille autour de 1 μeq H^+/kg durant l'Holocène (fig. 14-13). Cependant, dans la glace formée au Groenland durant la majeure partie du Wisconsinien, le bruit de fond et les pics d'acidité ont été complètement oblitérés sous l'effet neutralisant des aérosols fortement alcalins dont l'atmosphère était alors lourdement chargée (Hammer et al., 1980, 1985).

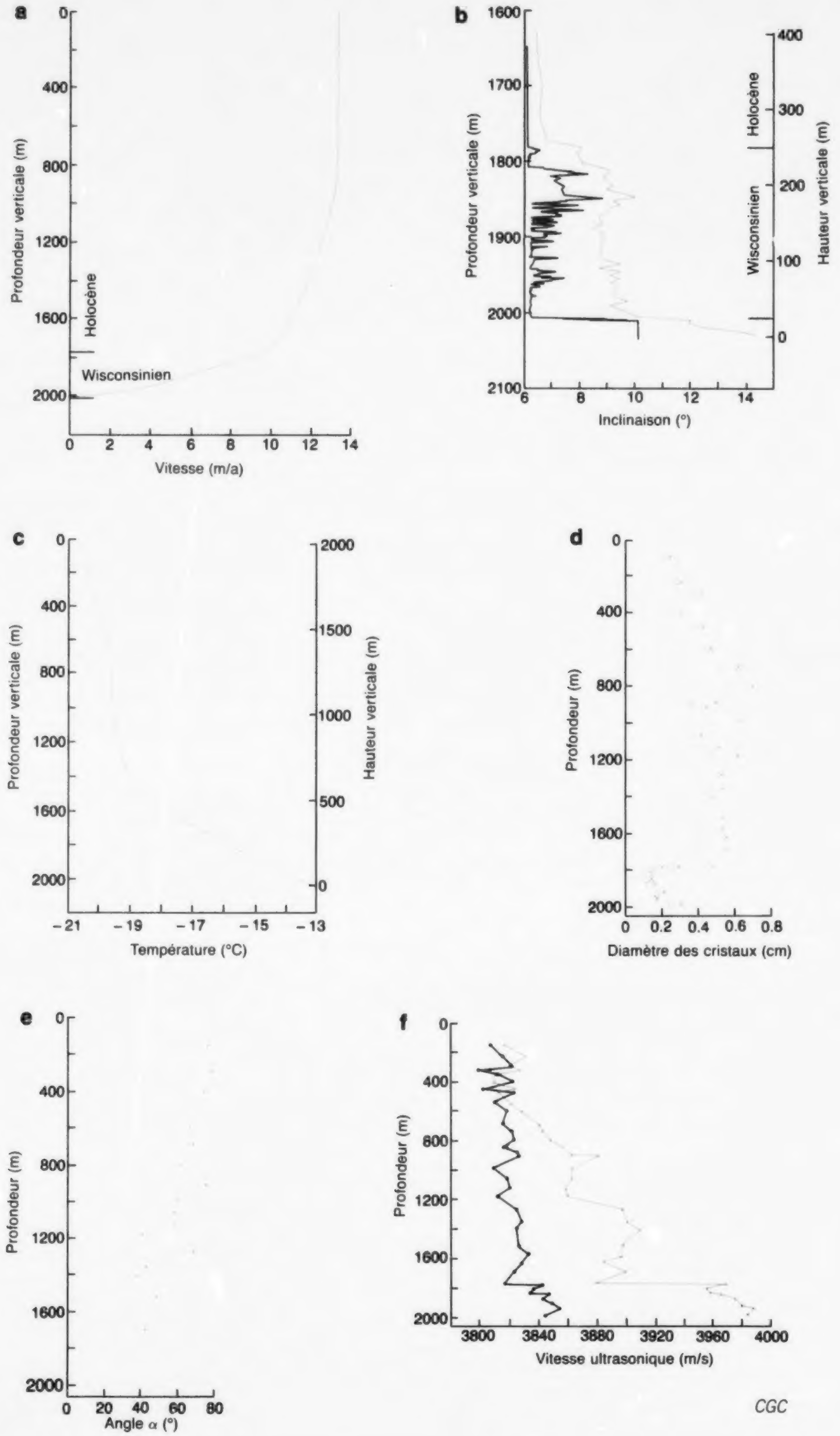
Les pics d'acidité correspondant à des éruptions volcaniques historiquement connues ont servi à vérifier les échelles chronologiques obtenues par datation stratigraphique des carottes de glace, et aussi à dater plus précisément des événements volcaniques rapportés par la tradition orale (Hammer, 1984) ou révélés par la téphrochronologie (Thorarinsson, 1981; fig. 14-12). Les données dérivées de l'analyse des carottes de glace ont également servi à étudier les conséquences climatiques du volcanisme. Hammer et al. (1980) ont établi une corrélation significative entre la courbe de référence des paléotempératures de l'hémisphère Nord et l'acidité de la glace du Groenland entre les années 550 et 1950 de notre ère (fig. 14-10), ce qui indique que les périodes de faible et de forte activité volcanique correspondent respectivement à des réchauffements et à des refroidissements climatiques.

Isotopes radioactifs de diverses origines. Une partie de ces radio-isotopes résulte de l'action du rayonnement cosmique sur les atomes et les molécules des couches supérieures de l'atmosphère (par ex. ^{3}H, ^{10}Be, ^{14}C, ^{32}Si et ^{36}Cl). D'autres sont, soit engendrés par les essais nucléaires (par ex. ^{137}Cs, ^{90}Sr), soit libérés de l'écorce terrestre (par ex. ^{210}Pb). Comme nous le mentionnions plus haut, les radio-isotopes sont utilisés pour la datation des carottes de glace, soit par les techniques fondées sur la décroissance radioactive (par ex. ^{3}H, ^{14}C, ^{32}Si, ^{210}Pb), soit par la détection d'horizons repères caractérisés par une forte activité β (par ex. ^{137}Cs, ^{90}Sr). En outre, les variations de l'isotope ^{10}Be (période de 1,5 Ma) dans les carottes de glace, mesurées au moyen de spectromètres/accélérateurs de masse, sont utilisées pour définir les variations du taux de production de ce radio-élément et pour établir les variations temporelles du taux d'accumulation glaciaire (Beer et al., 1985). On a constaté que les variations d'environ 60% de la teneur en ^{10}Be dans la glace récente du site Dye 3 sont corrélatives du cycle solaire de 11 ans et qu'elles correspondent donc probablement à la courbe de production de l'isotope. Par contre, à la transition Holocène-Wisconsinien, la concentration en ^{10}Be est multipliée par un facteur de 2,5 ou 3, ce qui est très probablement dû à une augmentation des taux d'accumulation glaciaire, allant de faibles au Wisconsinien à relativement élevés à l'Holocène, confirmant ainsi les résultats obtenus par Hammer et al. (1986).

Outre ces principaux types d'impuretés, l'inlandsis renferme diverses substances solubles d'origine terrestre et stratosphérique (Craigin et al., 1977; Risbo et al., 1981; Herron et al., 1985), de même que des matériaux extraterrestres (Quervain et Mercanton, 1925; Langway, 1970; Maurette et al., 1986). De plus, dans les zones marginales et à proximité de la base glaciaire, des concentrations élevées de particules éoliennes provenant de l'avant-pays non englacé et de débris dérivés du socle sont observées localement.

Déformations internes de l'inlandsis

L'analyse des carottes de glace permet également l'étude des propriétés mécaniques et de la structure de la glace, deux paramètres importants pour la compréhension des mécanismes de déformation de la glace. De plus, les analyses de sondage permettent de déterminer les déformations internes de l'inlandsis. Le profil des vitesses horizontales d'écoulement (fig. 14-14a), obtenu au moyen d'une série de mesures à l'inclinomètre (fig. 14.14b) effectuées dans le sondage profond du site Dye 3 (Gundestrup et Hansen, 1984), révèle qu'environ 75% de l'augmentation de la vitesse d'écoulement a lieu dans les 12% inférieurs de l'inlandsis. Ces 12% représentent la glace d'âge wisconsinien. Dans la moitié supérieure de l'inlandsis, la vitesse est essentiellement constante. Comme l'a montré Dahl-Jensen (1985), cette absence d'uniformité de la distribution des taux de cisaillement ne saurait s'expliquer uniquement par la distribution des contraintes et des températures à l'intérieur de l'inlandsis (fig. 14-14c). Le profil vertical des vitesses observées indique que la glace d'âge wisconsinien s'écoule environ trois fois plus rapidement que la glace holocène, à contraintes et températures égales. Cette différence semble attribuable à la forte concentration des poussières (fig. 14-14b) et des autres impuretés dans la glace wisconsinienne, de même qu'à la faible dimension des cristaux de glace (fig. 14-14d; Paterson, 1981, p. 34). Il est vrai que la fabrique de la glace varie avec la profondeur (fig. 14-14e), mais ce changement est plus graduel que ceux de la teneur en poussières et de la dimension des cristaux de glace. Dahl-Jensen (1985) en déduit que la fabrique de la glace ne semble avoir aucun effet sur les taux de déformation au site Dye 3. Par contre, les essais de déformation exécutés sur des échantillons de glace fraîchement prélevés au site Dye 3 (Shoji et Langway, 1985) indiquent que la glace wisconsinienne à la base de l'inlandsis a un taux de déformation de 8 à 12 fois supérieur à la glace subsuperficielle; cependant, la hausse du taux de déformation tombe à 4 lorsque la glace d'âge wisconsinien est comparée à la glace immédiatement sus-jacente à la transition Wisconsinien-Holocène. Shoji et Langway (1985) ont attribué cette différence aux effets de la fabrique de la glace, fixant à 4 le facteur de rehaussement attribuable à la fabrique et à 2-3 celui attribuable aux impuretés. Une des diagraphies de sondage utilisées par Dahl-Jensen pour ses calculs manquait d'exactitude (Gundestrup et Hansen, 1984), et un nouvel essai, plus précis celui-là,



a
Profondeur verticale (m)
Holocène
Wisconsinien
Vitesse (m/a)
b
Profondeur verticale (m)
Hauteur verticale (m)
Holocène
Wisconsinien
Inclinaison (°)
c
Profondeur verticale (m)
Hauteur verticale (m)
Température (°C)
d
Profondeur (m)
Diamètre des cristaux (cm)
e
Profondeur (m)
Angle α (°)
f
Profondeur (m)
Vitesse ultrasonique (m/s)

CGC

pourrait dissiper les contradictions apparentes entre les mesures de déformation obtenues dans les trous de sondage et celles effectuées sur les échantillons de glace.

Sur la carotte de glace du site Dye 3, les vitesses de propagation des ondes ultrasoniques ont aussi été mesurées (Herron et al., 1985; fig. 14-14f). Puisque la différence entre les vitesses verticales et horizontales est corrélative de la fabrique de la glace, cette méthode pourrait servir à obtenir des mesures rapides de ce paramètre.

ÉTUDE DES MARGES GLACIAIRES

La zone marginale de l'inlandsis du Groenland a été étudiée surtout sous les aspects du bilan de masse et des dépôts de marge glaciaire. Toutefois, les études plus récentes se sont aussi intéressées à l'hydrologie glaciaire, à la dynamique glaciaire et à la paléoclimatologie. Dansgaard (1961) a étudié les isotopes stables sur des icebergs produits par des glaciers émissaires de la côte ouest du Groenland. En comparant la composition isotopique des icebergs à celle des couches superficielles dans la zone d'accumulation de ces glaciers émissaires, il a pu déterminer le lieu d'origine de la glace des icebergs. En outre, l'âge des icebergs fut établi par la datation au ^{14}C du CO_2 piégé dans les bulles d'air de la glace, permettant ainsi de déduire les temps de résidence de la glace et les vitesses moyennes d'écoulement glaciaire. Robin (1983) s'est servi de données acquises par Raynaud (1976) pour relier les points d'égale valeur moyenne de $\delta^{18}O$ dans les zones d'accumulation et d'ablation le long du transect EGIG dans le Groenland occidental. Robin conclut que ce transect est caractérisé par un bilan négatif par rapport à un profil d'équilibre, ce qui est en accord avec l'abaissement observé de la surface glaciaire dans la zone d'ablation (voir *Bilan de masse*). Reeh et Thomsen (1986) et Reeh et al. (1987) ont également eu recours aux isotopes stables dans leur étude de la marge de l'inlandsis du Groenland. À l'aide d'un retraçage isotopique par le $\delta^{18}O$, ils ont pu délimiter les bassins de drainage des eaux de fonte de l'inlandsis. Les rapports isotopiques leur ont également permis de distinguer les divers types de glace (glace locale, glace surimposée, glace de regel, etc.); un échantillonnage de la glace superficielle dans une zone large d'un kilomètre à la périphérie de l'inlandsis leur a en outre permis d'obtenir un enregistrement $\delta^{18}O$ remontant jusqu'au Wisconsinien.

Les études isotopiques réalisées dans la zone marginale s'appuient sur les constatations suivantes. Comme nous l'avons indiqué précédemment, les valeurs de $\delta^{18}O$ obtenues dans la zone d'accumulation de l'inlandsis du Groenland accusent des variations temporelles et géographiques importantes. Les variations temporelles sont de plusieurs ordres de grandeur allant de cycles annuels à des cycles glaciaire-interglaciaire, les variations de $\delta^{18}O$ à la baisse et à la hausse étant respectivement reliées aux périodes de refroidissement et de réchauffement lors de la sédimentation de la neige. Les variations spatiales de $\delta^{18}O$ reflètent généralement la tendance spatiale des températures annuelles moyennes à la surface de l'inlandsis. Ainsi, le $\delta^{18}O$ accuse une tendance positive des régions élevées et froides du centre de la zone d'accumulation aux régions plus basses et plus chaudes proches de la ligne d'équilibre, ainsi qu'une tendance positive du nord au sud. Dans la zone d'ablation sur les marges de l'inlandsis, la glace qui s'était déposée dans la zone d'accumulation de l'intérieur réapparaît à la surface. Plus la neige s'était déposée à proximité de la ligne de partage glaciaire, plus la glace correspondante réapparaîtra en surface à proximité de la marge du glacier (fig. 14-1), et plus cette glace sera âgée. La composition isotopique de la glace dans la zone d'ablation accuse donc des variations héritées des variations temporelles et spatiales de la zone d'accumulation. Ceci est illustré à la figure 14-15 où sont présentées les variations de l'altitude en fonction de la valeur de $\delta^{18}O$ dans des échantillons prélevés dans le Groenland occidental. Les données sont groupées selon deux droites, une pour la zone d'accumulation et l'autre pour la zone d'ablation. La ligne verticale entre les droites de régression relie des points d'égale composition isotopique des zones d'accumulation et d'ablation.

Les variations de la composition isotopique de l'oxygène mesurée dans la zone marginale, à moins d'un kilomètre de la limite externe de l'inlandsis sont illustrées à la figure 14-16, de même que l'origine des principales oscillations. Le profil établi pour le Groenland occidental est le plus détaillé et permet de reconnaître des fluctuations qui avaient déjà été mises en évidence par l'analyse des carottes profondes, par exemple l'oscillation de l'Allerød/Dryas récent à la fin du dernier âge glaciaire. On peut cependant mettre en doute la continuité des enregistrements isotopiques dans la zone marginale, en raison des nombreuses zones de cisaillement et du regel des eaux de fusion. Les différences entre les compositions isotopiques de la glace wisconsinienne (pré-holocène) mesurées au Groenland occidental (−40 à −42 ‰, pour la région sommitale du Groenland central), au Groenland septentrional (−46 à −47 ‰) et à Camp Century (−42 à −43 ‰; fig. 14-9) indiquent que la glace wisconsinienne des carottes de Camp Century et du Groenland septentrional ne provient pas d'une zone d'accumulation commune dans le Groenland central, mais qu'elle est d'origine locale (Reeh et al., 1987).

Des observations récentes indiquent que la zone d'ablation de l'inlandsis du Groenland contient les dépôts de micrométéorites qui sont probablement les plus riches à la surface du globe (Maurette et al., 1986). Ces micrométéorites tombent sur l'inlandsis et sont transportés vers la

◄

Figure 14-14. Profils verticaux des paramètres relatifs à la déformation interne de l'inlandsis, obtenus par analyse de la carotte de glace et du trou de sondage Dye 3.

(a) Vitesse horizontale de la glace (adapté de Gundestrup et Hansen, 1984).
(b) Inclinaison du trou pour les profondeurs inférieures à 1 600 m (courbe rouge). La courbe noire est un indice de la teneur en poussières (d'après Gundestrup et Hansen, 1984).
(c) Courbe de température (adapté de Gundestrup et Hansen, 1984).
(d) Variation de la dimension des cristaux. Les cercles représentent la dimension verticale et les x, la dimension horizontale des cristaux (d'après Herron et al., 1985).
(e) Variation du paramètre de la fabrique de la glace: demi-angle du sommet du cône contenant 90 % des axes cristallins (d'après Herron et al., 1985).
(f) Variation horizontale (courbe noire) et verticale (courbe rouge) des vitesses ultrasoniques (d'après Herron et al., 1985).

zone d'ablation où l'action des eaux de fonte les concentre dans des étangs supraglaciaires et des cours d'eau plus calmes. Ces particules extraterrestres sont généralement identiques aux tectites trouvées dans les sédiments océaniques, mais on a aussi découvert des spécimens de verre pur qui n'avaient jamais été observés dans les échantillons océaniques. Les nodules ferrugineux sont cependant remarquablement rares dans les échantillons prélevés sur les marges glaciaires.

MODÈLES DYNAMIQUES DE L'INLANDSIS DU GROENLAND

En quelques décennies, la modélisation dynamique des inlandsis a considérablement évolué, passant de simples descriptions qualitatives du comportement dynamique des inlandsis à une discipline apportant désormais des solutions quantitatives à des problèmes dynamiques spécifiques. Cette évolution doit beaucoup à l'enrichissement des connaissances sur l'écoulement glaciaire, ce qui se manifeste par l'établissement de limites inférieures et supérieures pour les paramètres de l'écoulement glaciaire servant à la modélisation dynamique des glaciers et des inlandsis (Paterson et Budd, 1982). Un autre facteur important de cette évolution est l'avènement de modèles numériques capables de composer avec la complexité des situations réelles sur le terrain.

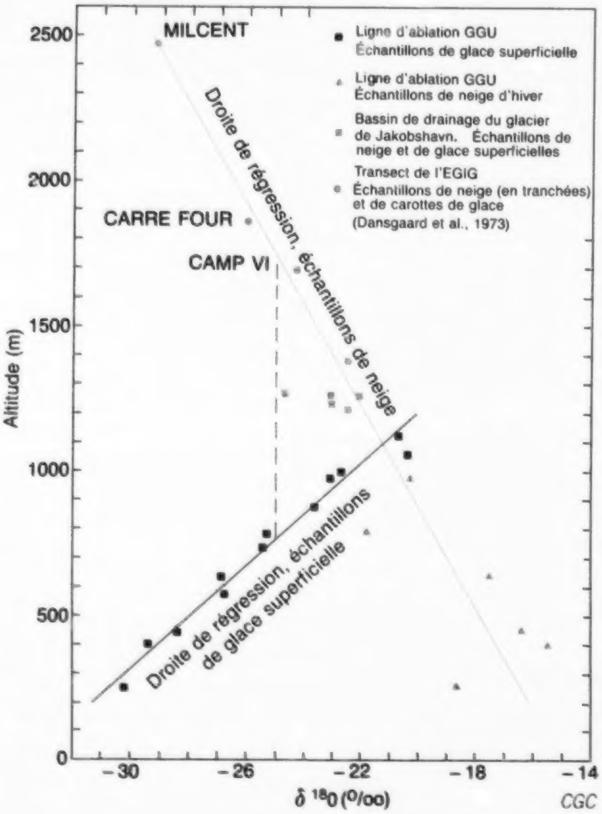


Figure 14-15. Variation de la composition isotopique de l'oxygène en fonction de l'altitude dans des échantillons superficiels de glace et de neige prélevés dans le secteur ouest de l'inlandsis du Groenland, autour de 69°-70°N (d'après Reeh et Thomsen, 1986). La verticale qui rejoint les deux lignes de régression relie deux points d'égale valeur moyenne de $\delta^{18}O$ dans les zones d'accumulation et d'ablation.

La modélisation dynamique des inlandsis a surtout été utilisée pour: 1) expliquer les observations de la topographie de surface et de l'écoulement des inlandsis (par ex. Reeh, 1984; Dahl-Jensen, 1985); 2) se former une idée générale des propriétés dynamiques et thermiques actuelles de l'inlandsis (Budd et al., 1982; Radok et al., 1982); 3) établir un cadre de référence pour l'interprétation des enregistrements des carottes de glace (par ex. Dansgaard et Johnsen, 1969; Reeh et al., 1985); 4) reconstituer la morphologie et l'écoulement des inlandsis antérieurs (par ex. Denton et Hughes, 1981); 5) mesurer la réaction des inlandsis aux changements environnementaux (par ex. Budd et Young, 1983; Paterson et Waddington, 1986); et 6) déduire l'évolution paléoclimatique à partir des profils thermiques (par ex. Johnsen, 1977b; Budd et Young, 1983; Dahl-Jensen et Johnsen, 1986).

Seule l'utilisation des modèles glacio-dynamiques dans le but d'estimer les variations temporelles de l'altitude et des directions d'écoulement de l'inlandsis du Groenland sera abordée. En prenant pour acquis que le front glaciaire au Groenland occidental ait reculé d'environ 200 km depuis le Wisconsinien supérieur, Dansgaard et al. (1973) ont calculé à l'aide d'un modèle bidimensionnel que l'altitude de l'inlandsis au Groenland central devait être plus élevée d'environ 500 m lors du dernier maximum glaciaire. En utilisant plutôt un modèle tridimensionnel et en tenant compte de l'irrégularité du relief sous-glaciaire et de son enfoncement isostatique, Reeh (1984) n'est arrivé qu'à un rehaussement de 200 m pour les mêmes limites de la marge glaciaire. Ce modèle ne tenait cependant pas compte des conditions climatiques différentes du Wisconsinien supérieur, notamment des taux d'accumulation plus faibles et des conditions thermiques différentes à l'intérieur de l'inlandis; il ne tenait pas compte non plus du fait que l'inlandsis devait alors être constitué de glaces plus ductiles que celles d'aujourd'hui. Reeh (1985c) a traité de l'influence de ces facteurs sur les profils altimétriques de l'inlandsis et a conclu que l'inlandsis du Groenland était probablement aussi mince au Wisconsinien supérieur, sinon plus, qu'il ne l'est actuellement et ce, même si sa superficie était plus grande.

Plusieurs efforts ont aussi été faits dans le but d'évaluer plus précisément les changements de l'inlandsis en réponse aux changements climatiques. Jenssen (1977) s'est servi d'un modèle tridimensionnel pour prévoir les changements probables du profil altimétrique et du comportement dynamique de l'inlandsis du Groenland. Reeh (1983) a utilisé un enregistrement climatique de 2 600 ans tiré des carottes de glace pour estimer un profil temporel des taux d'ablation dans le centre du Groenland occidental durant la même période; ce profil temporel a ensuite servi à contraindre une modélisation des fluctuations de la marge glaciaire dans un secteur du Groenland occidental. Les résultats obtenus concordent généralement avec les fluctuations observées et présumées de la marge glaciaire (fig. 14-17). Le même modèle tridimensionnel a été appli-

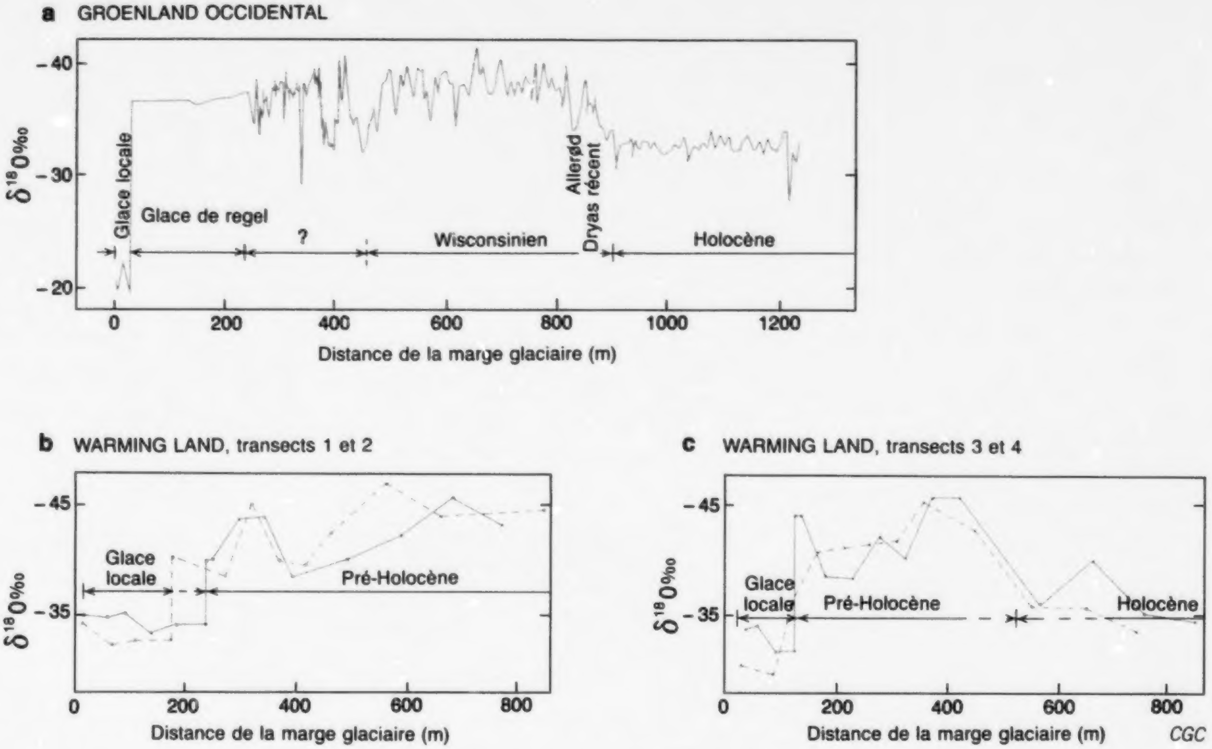


Figure 14-16. Variations de la composition isotopique de l'oxygène dans la zone externe de l'inlandsis du Groenland (d'après Reeh et al., 1987): (a) Région de Jakobshavn dans le Groenland occidental (69°25′N, 50°15′W); (b) et (c) Warming Land dans le Groenland septentrional (81°10′N, 52°W).

qué afin de prédire les fluctuations de la marge glaciaire au cours des prochaines décennies: à moins d'un changement prononcé des taux d'accumulation ou d'ablation, l'actuel retrait du front glaciaire devrait se poursuivre pendant au moins quelques dizaines d'années.

ÉVOLUTION FUTURE DE L'INLANDSIS DU GROENLAND

Comme l'a soutenu Weidick (1975), une comparaison des limites glaciaires actuelles et des reliefs non englacés (et soulevés) du Groenland indique qu'un inlandsis ne pourrait s'y développer sous les conditions climatiques actuelles. L'inlandsis du Groenland doit être considéré comme un vestige de la dernière glaciation, qui doit sa survie aux mécanismes de rétroaction du climat sur l'inlandsis. Certains ont avancé l'hypothèse d'une déglaciation complète du Groenland au cours du dernier interglaciaire; cependant, ni la géologie glaciaire ni l'étude des carottes de glace ne sont en mesure de la vérifier ni de l'infirmer. Dans les deux profondes carottes de glace du Groenland, les couches de glace au voisinage de la base ont des valeurs $\delta^{18}O$ de 3 à 5 ‰ supérieures à celles de la surface actuelle du glacier (fig. 14-9b) et sont par conséquent assimilées à de la glace formée au cours du dernier interglaciaire (Sangamon-Eem; Dansgaard et al., 1971, 1985b). Dans la carotte de Camp Century, cette glace isotopiquement « chaude » surmonte une couche « froide » qui indique peut-être que l'inlandsis du Groenland a survécu dans le nord-ouest du Groenland durant le dernier interglaciaire (Weidick, 1975). Par contre, la carotte du Dye 3 se termine par une glace isotopiquement chaude, dont les valeurs $\delta^{18}O$

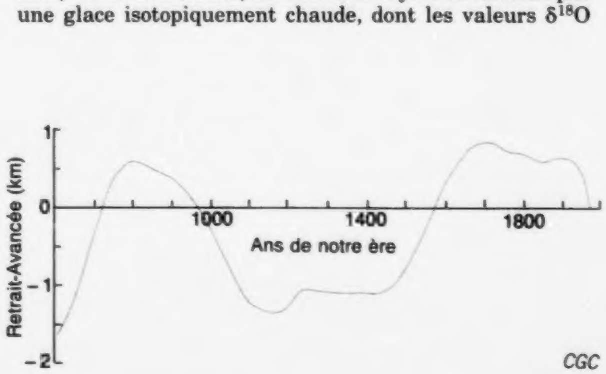


Figure 14-17. Avancée et retrait du front d'un lobe glaciaire de l'inlandsis du Groenland (69°20′N, 50°20′W) en réponse aux variations de l'ablation, d'après les données de $\delta^{18}O$ recueillies au Dye 3 et couvrant 2 600 ans. Les fluctuations du front glaciaire sont établies par rapport à sa position en 1975 (adapté de Reeh, 1983).

sont celles que l'on s'attendrait à trouver dans des glaces provenant de glaciers locaux qui se seraient développés au début de la dernière glaciation dans des montagnes atteignant 1 500 m d'altitude, ceci étant l'altitude qui résulterait du soulèvement du terrain sous-glaciaire actuel dans la région du site Dye 3 si le Groenland méridional était déglacé.

On s'est aussi interrogé sur le comportement futur de l'inlandsis du Groenland, et plus particulièrement sur les effets des changements climatiques induits par les concentrations croissantes du CO_2 atmosphérique. Bindschadler (1985), par exemple, a estimé que, dans l'hypothèse où l'on aurait prévu correctement l'ordre de grandeur du réchauffement climatique causé par le CO_2, l'actuelle décroissance de l'inlandsis du Groenland serait multipliée par un facteur de 2 à 4. Dans ces conditions, l'inlandsis disparaîtrait en l'espace de 2 000 à 5 000 ans. Ce calcul ne tient cependant pas compte de certains des effets qu'aurait probablement un réchauffement climatique, à savoir une augmentation des précipitations et du taux de regel des eaux de fonte sur l'inlandsis, de sorte que le taux de désintégration de l'inlandsis serait ralenti.

REMERCIEMENTS

Ce rapport a été rédigé en bonne partie à l'Institut géophysique de l'Université de Copenhague, dans le cadre du contrat CLI.067 de la Communauté économique européenne, Directorat général XII. Les données de la Commission géologique du Groenland sont publiées avec l'autorisation de son directeur. L'auteur tient à remercier Sven Funder (Musée géologique, Université de Copenhague) de l'encouragement qu'il a reçu au cours de la rédaction du manuscrit. Il est également reconnaissant à Anker Weidick (Commission géologique du Groenland), à H.B. Clausen et C.U. Hammer (tous deux de l'Institut géophysique de l'Université de Copenhague) et à R.M. Koerner (Commission géologique du Canada) qui ont revisé le manuscrit.

BIBLIOGRAPHIE

Ahlmann, H.W.
1941: Studies in north-east Greenland 1939-1940; Geografiska annaler, v. 23, p. 145-209.
Ambach, W.
1963: Untersuchungen zum Energieumsatz in der Ablations-zone des Grönländischen Inlandeises (Camp IV EGIG, 69°40'05"N, 49°37'58"W); Meddelelser om Grønland, v. 174, no. 4, 311 p.
1972: Zur Schätzung der Eis-ablation im Randgebiet des Grönländischen Inlandeises; Polarforschung, v. 42, no. 1, p. 18-23.
1979: Zur Nettoeisablation in einem Höhenprofil am Grönländischen Inlandeis; Polarforschung, v. 49, no. 11, p. 55-60.
Bader, H.
1961: The Greenland ice sheet; U.S. Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Report 1-B2, 18 p.
Bauer, A., Ambach, A., et Schimpp, O.
1968a: Mouvement et variation d'altitude de la zone d'ablation ouest de l'Inlandsis du Groenland entre 1948 et 1959; Meddelelser om Grønland, vol. 174, no 1, 79 p.
Bauer, A., Baussart, M., Carbonnell, M., Kasser, P., Perroud, P., et Renaud, A.,
1968b: Missions aériennes de reconnaissance au Groenland 1957-1958. Observations aériennes, détermination des vitesses des glaciers vêlant dans Diske Bugt et Umanak Fjord; Meddelelser om Grønland, vol. 173, no. 3, 116 p.
Beer, J., Andree, M., Oeschger, H., Stauffer, B., Balzer, R., Bonani, G., Stoller, C., Suter, M., Wolfli, W., and Finkel, R.C.
1985: ^{10}Be variations in polar ice cores; American Geophysical Union, Geophysical Monograph 33, p. 66-70.
Bennett, C.L., Beukens, R.P., Clover, H.R., Gove, H.E., Liebert, R.B., Litherland, A.E., Purser, K.H., and Sondheim, W.E.
1978: Radiocarbon dating with electrostatic accelerators; dating of milligram samples; Science, v. 201, no. 4343, p. 345-347.
Benson, C.
1962: Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet; U.S. Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 70, 93 p.
Bindschadler, R.A.
1985: Contribution of the Greenland ice cap to changing sea level: present and future; in Glaciers, Ice Sheets, and Sea Level: Effects of a CO_2-Induced Climatic Change; National Academy Press, Washington, D.C., p. 258-266.
Blinkenberg, H.
1952: Vejrforholdene over de grønlandske kystområder; Beretninger vedrørende Grønland, v. 2, 220 p.
Braithwaite, R.J.
1980: Regional modelling of ablation in West Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 98, 20 p.
1983: Glaciological investigations at Qamanârssûp sermia; Interim report 1982 and Appendix tables; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Gletsher-hydrologiske Meddelelser, no. 8314, 34 p.
Braithwaite, R.J. and Thomsen, H.H.
1984: Runoff conditions at Paakitsup Akuliarusersua, Jakobshavn estimated by modelling; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Gletscher-hydrologiske Meddelelser, no. 84/3, 22 p.
Brockamp, B., Sorge, E., and Wolcken, K.
1933: Seismik; in Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener 1929 und 1930/31, K. Wegener (ed.); F.A.Brockhaus, Leipzig, 160 p.
Brooks, R.L., Campbell, W.J., Ramseier, R.O., Stanley, H.R., and Zwally, H.J.
1978: Ice sheet topography by satellite altimetry; Nature, v. 274, p. 539-543.
Budd, W.F. and Young, N.W.
1983: Application of modelling techniques to measured profiles of temperatures and isotopes; in The Climatic Record in Polar Ice Sheets, G. de Q. Robin (ed.); Cambridge University Press, p. 150-R177.
Budd, W.F., Jacka, T.H., Jenssen, D., Radok, U., and Young, N.W.
1982: Derived physical characteristics of the Greenland ice sheet; The University of Melbourne, Meteorological Department, Australia, Publication no. 23, 103 p.
Bull, C.
1956: Seismic investigations on the northern part of the Greenland ice sheet; in British North Greenland expedition 1952-4: Scientific results; Geographical Journal, v. 122, p. 219-225.
1958: Snow accumulation in North Greenland; Journal of Glaciology, v. 3, no. 24, p. 237-248.
Carbonnell, M. et Bauer, A.
1968: Exploration des couvertures photographiques aériennes répétées du front vêlant dans Disko Bugt et Umanak Fjord Juin-Juillet 1964; Meddelelser om Grønland, v. 173, n° 5, 68 p.
Carlson, W.S.
1941: Report of the northern division of the Fourth University of Michigan Greenland Expedition 1930-31; University of Michigan Studies, Scientific Series, no. 6, p. 61-156.
Clausen, H.B.
1973: Dating of polar ice by ^{32}Si; Journal of Glaciology, v. 12, p. 411-416.
Clement, P.
1983: Glaciologiske undersøgelser i Johan Dahl Land 1982; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Gletscher-hydrologiske Meddelelser, no. 83/1, 56 p.
1984: Glaciological activities in Johan Dahl Land area, South Greenland, as a basis for mapping hydropower potential; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Report no. 120, p. 113-121.
Coachman, L.K., Hemmingsen, E., Scholander, P.F., Enns, T., and de Vries, H.
1958: Gases in glaciers; Science, v. 127, p. 1288-89.
Colbeck, S.C.
1974: A study of glacier flow for an open-pit mine: An exercise in applied glaciology; Journal of Glaciology, v. 13, no. 64, p. 401-414.
Colbeck, S.C. and Gow, A.J
1979: The margin of the Greenland ice sheet at Isua; Journal of Glaciology, v. 24, no. 90, p. 155-165.
Craig, H. and Chou, C.C.
1982: Methane: the record in polar ice cores; Geophysical Research Letters, no. 9, p. 1221-1224.

Craigin, J.H., Herron, M.M., Langway, C.C., Jr., and Klouda, G.A.
1977: Interhemispheric comparison of the changes in the composition of atmospheric precipitation during the late Cenozoic era; in Polar Oceans, M.J. Dunbar (ed.); Arctic Institute of North America, Calgary, Alberta, p. 617-631.

Dahl-Jensen, D.
1985: Determination of the flow properties at Dye 3, South Greenland, by bore-hole-tilting measurements and perturbation modelling; Journal of Glaciology, v. 31, p. 92-98.

Dahl-Jensen, D. and Johnsen, S.J.
1986: Palaeotemperatures still exist in the Greenland ice sheet; Nature, v. 320, p. 250-252.

Dansgaard, W.
1961: The isotopic composition of natural waters; Meddelelser om Grønland, v. 165, 120 p.
1964: Stable isotopes in precipitation; Tellus, v. 16, no. 4, p. 436-468.
1981: Ice core studies: dating the past to find the future; Nature, v. 290, p. 360-361.

Dansgaard, W. and Johnsen, S.J.
1969: A flow model and a time scale for the ice core from Camp Century, Greenland; Journal of Glaciology, v. 8, no. 53, p. 215-223.

Dansgaard, W., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., and Gundestrup, N.
1985a: Climatic history from ice core studies in Greenland. Data correction procedures; Proceedings Symposium on EEC Climatology Programme.

Dansgaard, W., Clausen, H.B., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Johnsen, S.J., Kristinsdottir, P.M., and Reeh, N.
1982: A new Greenland deep ice core; Science, v. 218, p. 1273-1277.

Dansgaard, W., Clausen, H.B., Gundestrup, N., Johnsen, S.J., Rygner, C.
1985b: Dating and climatic interpretation of two deep Greenland ice cores; American Geophysical Union, Geophysical Monograph 33, p. 71-76.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C.U., and Oeschger, H.
1984: North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores; in: Climate Processes and Climate Sensitivity; American Geophysical Union, Geophysical Monograph 29, p. 288-298.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., and Gundestrup, N.
1973: Stable isotope glaciology; Meddelelser om Grønland, v. 192, no. 2, 53 p.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., and Langway, C.C., Jr.
1971: Climatic record revealed by the Camp Century ice core; in The Late Cenozoic Glacial Ages, K.K. Turekian (ed.); Yale University Press, New Haven, Connecticut, p. 37-56.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J.,Møller, J., and Langway, C.C.
1969: One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet; Science, v. 61/6, p. 377-381.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Reeh, N., Gundestup, N., Clausen, H.B., and Hammer, C.U.
1975: Climatic changes, norsemen and modern man; Nature, v. 255, p. 24-28.

Denton, G.H. and Hughes, T.J. (editors)
1981: The Last Great Ice Sheets; John Wiley and Sons, New York, 484 p.

Diamond, M.
1960: Air temperature and precipitation on the Greenland ice sheet; Journal of Glaciology, v. 3, p. 558-567.

DPP, NSF
1983: Workshop on the Jakobshavn Glacier (Greenland), Northwestern University, Evanston, February 8-10, 1983; Division of Polar Programs, National Science Foundation, 92 p.

Drew, A.R. and Whillans, I.M.
1984: Measurement of surface deformation of the Greenland ice sheet by satellite tracking; Annals of Glaciology, v. 5, p. 51-55.

Drygalski, E. von
1897: Grönland Expedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891-1893; W.H. Kuhl 1, Berlin, p. 1-556.

Epstein, S. and Sharp, R.P.
1959: Oxygen isotope studies; American Geophysical Union, Transactions, v. 40, p. 81-84.

Fisher, D.A. and Alt, B.T.
1985: A global oxygen isotope model - semi empirical, zonally averaged; Annals of Glaciology, v. 7, p. 117-124.

Fisher, D.A., Koerner, R.M., Paterson, W. S. B., Dansgaard, W., Gundestrup, N., and Reeh, N.
1983: Effect of wind scouring on climatic records from ice-core oxygen-isotope profiles; Nature, v. 301, p. 205-209.

Fisher, D.A., Reeh, N., and Clausen, H.B.
1985: Stratigraphic noise in time series derived from ice cores; Annals of Glaciology, v. 7, p. 76-83.

Fristrup, B.
1966: The Greenland ice cap; Rhodos International Science, Copenhagen, 312 p.

Gerke, K.
1969: Höhenbestimmungen auf dem Grönländischen Inlandeis bei der internationalen glaziologischen Grönland Expedition (EGIG) 1959; Meddelelser om Grønland, v. 173, no. 8, 77 p.

Gow, A.J.
1968: Deep core studies of the accumulation and densification of snow at Byrd Station and Little America V, Antarctica; U.S. Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 197.

Griffiths, T.M.
1960: Glaciological investigations in the TUTO area of Greenland; U.S. Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Technical Report 47, 63 p.

Gudmandsen, P.
1976: Studies of ice by means of radio echo soundings; Technical University of Denmark, Laboratory of Electromagnetic Theory, R 162, Lyngby, Denmark.
1978: Application of space techniques in solid earth physics; in The conference on application of space techniques in navigation, geodesy, oceanography and solid earth physics, P.E. Gudmandsen, E. Kejlsø, and C.C. Tscherning (ed.); Den danske Nationalkomite for den Internationale Union for Geodaesi og Geofysik, p. 84-94.

Gundestrup, N.S. and Lyle Hansen, B.
1984: Borehole survey at Dye 3, South Greenland; Journal of Glaciology, v. 30, no. 106, p. 282-288.

Hamilton, W.L. and Langway, C.C., Jr.
1968: A correlation of microparticle concentrations with oxygen isotope ratios in 700-year old Greenland ice; Earth and Planetary Science Letters, v. 3, p. 363-366

Hammer, C.U.
1977a: Past volcanism revealed by Greenland ice sheet impurities; Nature, v. 270, p. 482-486.
1977b: Dating of Greenland ice cores by microparticle concentration analyses; IAHS-AISH, Publication no. 118, p. 297-300.
1984: Traces of Icelandic eruptions in the Greenland ice sheet; Jokull, no. 34, p. 51-65.
1985: The influence on atmospheric composition of volcanic eruptions as derived from ice-core analysis; Annals of Glaciology, v. 7, p. 125-129.

Hammer, C.U., Clausen, H.B., and Dansgaard, W.
1980: Greenland ice sheet evidence of post-glacial volcanism and its climatic impact; Nature, v. 288, p. 230-235.
1981: Past volcanism and climate revealed by Greenland ice cores; Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 11, p. 3-10.

Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Johnsen, S.J., and Reeh, N.
1978: Dating of Greenland ice cores by flow models, isotopes, volcanic debris and continental dust; Journal of Glaciology, v. 20, no. 82, p. 3-26.

Hammer, C.U., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Neftel, A., Kristinsdottir, P., and Johnsen, E.
1985: Continuous impurity analysis along the Dye 3 deep core; American Geophysical Union, Geophysical Monograph 33, p. 90-94.

Hammer, C.U., Clausen, H.B., Tauber, H.
1986: Ice core dating of the Pleistocene/Holocene boundary applied to a calibration of the ^{14}C time scale; Radiocarbon, v. 28, no. 2A, p. 284-291.

Hammer, R.R.I.
1883: Undersøgelser ved Jakobshavn Isfjord og naermeste omegn i Vinteren 1879-80; Meddelelser om Grønland, v. 4, no. 1, p. 1-67.

Hansen, B.L. and Langway, C.C., Jr.
1966: Deep core drilling in ice and ice core analysis at Camp Century, Greenland, 1961-66; Antarctic Journal, v. 1, p. 207-208.

Helland, A.
1876: Om de isfyldte Fjorde og de glaciale Dannelser i Nordgrønland; Archiv for Matematik og Naturvidenskab, v. 1, p. 58-125.

Herron, M. and Langway, C.C., Jr.
1980: Firn densification: an empirical model; Journal of Glaciology, v. 25, no. 93, p. 373-385.
1985: Chloride, nitrate and sulfate in the Dye 3 and Camp Century, Greenland ice cores; American Geophysical Union, Geophysical Monograph 33, p. 77-84.

Herron, M., Herron, S.L., and Langway, C.C.
1981: Climatic signal of ice melt features in southern Greenland; Nature, v. 293, p. 389391.

Herron, S. and Langway, C.C., Jr.
1979: The debris-laden ice at the bottom of the Greenland ice sheet; Journal of Glaciology, v. 23, no. 89, p. 193-207.

Herron, S.L., Langway, C.C., Jr., and Brugger, K.A.
1985: Ultrasonic velocities and chrystalline anisotropy in the ice from Dye 3, Greenland; American Geophysical Union, Geophysical Monograph 33, p. 23-31.

Hibler, W.D. and Langway, C.C., Jr.
1977: Ice core stratigraphy as a climatic indicator; in Polar Oceans, M.J. Dunbar (ed.); Arctic Institute of North America, Calgary, p. 589-601.

Hofmann, W.
1964: Die Geodätische Lagemessung über das Grönländischen Indlandeis der Internationalen Glaziologischen Grönland-Expedition (EGIG) 1959; Meddelelser om Grønland, v. 173, no. 6, 145 p.
1974: Die internationale glaziologische Grönland-Expedition (EGIG). 2. Die geodätische Lagemessung. Eisbewegung 1959-1967 in den EGIG-profilen; Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. X, p. 217-224.

Holtzscherer, J.J. and Bauer, A.
1954: Contribution à la connaissance de l'Inlandsis du Groenland; IAHS-AISH Publication no. 39, p. 244-296.

Jenssen, D.
1977: A three-dimensional polar ice-sheet model; Journal of Glaciology, v. 18, no. 80, p. 373-389.

Jezek, K.C., Roeloffs, E.A., and Grieschar, L.
1985: A geophysical survey of subglacial geology around the deep drilling site at Dye 3, Greenland; American Geophysical Union, Geophysical Monograph 33, p. 105-110.

Johnsen, S.J.
1977a: Stable isotope homogenization of polar firn and ice; IAHS-AISH Publication no. 118, p. 210-219.
1977b: Stable isotope profiles compared with temperature profile in firn with historical temperature records; IAHS-AIHS Publication no. 118, p. 388-392.

Johnsen, S.J., Dansgaard, W., Clausen, H.B., and Langway, C.C., Jr.
1977: Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets; Nature, v. 235, p. 429-434.

Johnsen, S.J., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Hansen, S.B., Nielsen, J.O., and Reeh, N.
1980: A fast lightweight core drill; Journal of Glaciology, v. 25, p. 169-174.

Joset, M.A. and Holtzscherer, J.J.
1954: Détermination des épaisseurs de l'Inlandsis du Groenland; Rapport Scientifique des Expéditions Polaires Françaises N° III 2, Annales de Géophysique, v. 10, n°. 4, p. 351-381.

Joussaume, S., Sadourny, R., and Jouzel, J.
1984: A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere; Nature, v. 311, p. 24-29.

Junge, C.E.
1977: Processes responsible for the trace content in precipitation; IAHS-AIHS Publication no. 118, p. 63-77.

Koch, J.P. and Wegener, A.
1911: Die glaziologischen Beobachtungen der Danmark-Expedition; Meddelelser om Grønland, v. 46, no. 1, 77 p.
1930: Wissenschaftliche Ergebnisse der Dänischen Expedition nach Dronning Louises-Land und quer über das Inlandeis von Nordgrönland (1912-13 unter Leitung von Hauptmann J.P. Koch); Meddelelser om Grønland, v. 75, 676 p.

Koerner, R. M.
1989: Queen Elizabeth Islands glaciers; in Chapter 6 of Quaternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. K-1).*

Kollmeyer, R.C.
1980: West Greenland outlet glaciers: an inventory of the major iceberg producers; Cold Regions Science and Technology, v. 1, p. 175-180.

Langway, C.C., Jr.
1970: Stratigraphic analysis of a deep ice core from Greenland; Geological Society of America, Special Paper 125, 186 p.

Langway, C.C., Jr., Klouda, G.A., Herron, M.M., and Craigin, J.H.
1977: Seasonal variations of chemical constituents in annual layers of Greenland deep ice deposits; IAHS-AISH Publication no. 118, p. 302-306.

Langway, C.C., Jr., Oeschger, H., Dansgaard, W.
1985: The Greenland Ice Sheet Program in perspective; American Geophysical Union, Geophysical Monograph 33, p. 1-8.

Lawson, M.P., Kuivinen, K.C., and Balling, R.C.
1982: Analysis of the climatic signal in the South Dome, Greenland ice core; Climatic Change, v. 4, p. 375-384.

Lingle, C.S., Hughes, T.J., and Kollmeyer, R.C.
1981: Tidal flexure of Jakobshavn Glacier, West Greenland; Journal of Geophysical Research, v. 86, no. B5, p. 3960-3968.

* Publication de la Commission géologique du Canada également disponible en français.

Loewe, F.
1933: Die Schneepegelbeobachtungen; in Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener 1929 und 1930/31, vol. 1, K. Wegener (ed.); F.A. Brockhaus, Leipzig, p. 153-161.
1970: Screen temperatures and 10 m temperatures; Journal of Glaciology, v. 9, p. 263-628.

Lysgaard, L.
1969: Foreløbig oversigt over Grønlands klima i perioderne 1921-50, 1951-60, og 1961-65; Danske Meteorologiske Institut, Meddelelser no. 21, 35 p.

Mälzer, H.
1964: Das Nivellement über das Grönländische Inlandeis; Meddelelser om Grønland, v. 173, no. 7, 122 p.

Maurette, M., Hammer, C.U., Brownlee, D.E., Reeh, N., and Thomsen, H.H.,
1986: Placers of cosmic dust in the blue lakes of Greenland; Science, v. 233, p. 869-872.

Mellor, M.
1968: The Greenland mass balance. Flux divergence considerations; AIHS-IASH Publication no. 79, p. 275-281.

Mock, S.J.
1967: Calculated patterns of accumulation on the Greenland ice sheet; Journal of Glaciology, v. 6, p. 795-803.
1976: Geodetic positions of borehole sites of the Greenland Ice Sheet Program; U.S. Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Report 76-41, 7 p.

Mock, S.J. and Ragle, R.H.
1963: Elevations on the ice sheet of southern Greenland; U.S. Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Technical Report 124, 9 p.

Mock, S.J. and Weeks, W.F.
1965: The distribution of ten-meter snow temperatures on the Greenland ice sheet; U.S. Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Research Report 170, 44 p.

Murozumi, M., Chow, T.J.,and Patterson, C.
1969: Chemical concentrations of pollutant lead aerosols, terrestrial dusts and sea salts in Greenland and Antarctic snow strata; Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 33, p. 1247-1294.

Nansen, F.
1890: The First Crossing of Greenland; Longmans, Green, and Co., London.

Neftel, A., Oeschger, H., Schwander, J., Stauffer, B., and Zumbrunn, R.
1982: Ice core sample measurements give atmospheric CO_2 content during the past 40,000 yr; Nature, v. 295, p. 220-223.

Nobles, L.H.
1960: Glaciological investigations, Nunatarssuaq ice ramp, northwestern Greenland; U.S. Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory, Technical Report 66, 57 p.

Oeschger, H.
1985: North Atlantic deep water formation: information from ice cores; NASA Conference Publication 2367, NASA Goddard Space Flight Center, p. 23-27.

Oeschger, H., Stauffer, B., Bucher, P., and Moell, M.
1976: Extraction of trace components from large quantities of ice in bore holes; Journal of Glaciology, v. 17, p. 117-128.

Olesen, O.B. and Reeh, N.
1969: Preliminary report on glacier observations in Nordvestfjord, East Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Rapport no. 21, p. 41-53.

Overgaard, S. and Gundestrup, N.S.
1985: Bedrock topography of the Greenland ice sheet in the Dye 3 area; American Geophysical Union, Geophysical Monograph 33, p. 49-56.

Paterson, W.S.B.
1955: Altitudes on the Inland Ice in North Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 137, no. 1, 12 p.
1976: Vertical strain-rate measurements in an arctic ice cap and deductions from them; Journal of Glaciology, v. 17, p. 3-12.
1981: Physics of Glaciers; Pergamon Press, Oxford, New York, Toronto, 380 p.

Paterson, W.S.B. and Budd, W.F.
1982: Flow parameters for ice sheet modelling; Cold Regions Science and Technology, no. 6, p. 17522, no. 2, p. 123-130.

Patterson, W.S.B. and Waddington, E.D.
1984: Past precipitation rates derived from ice core measurements and data analysis; Reviews of Geophysics and Space Physics, v. 22, p. 123-130.
1986: Estimated basal ice temperatures at Crête, Greenland, throughout a glacial cycle; Cold Regions Science and Technology, no. 12, p. 99-102.

Picciotto, E.E. and Wilgain, S.E.
1963: Fission products in Antarctic snow: A reference level for measuring accumulation; Journal of Geophysical Research, v. 68, p. 5965-5972.
Putnins, P.
1970: The Climate of Greenland; in Climates of the Polar Region, S. Orvig (ed.); Elsevier Publishing Company, Amsterdam, p. 3-128.
Quervain, A. de et Mercanton, P.L.
1925: Résultats scientifiques de l'expédition Suisse au Groenland 1912-13; Meddelelser om Grønland, v. 59, no. 5, p. 55-271.
Quervain, M., Brandenberger, F., Renaud, A., Roch, A., and Schneider, R.
1969: Schneekundliche Arbeiten der Internationale Glaziologische Grönland Expedition (Nivologi); Meddelelser om Grønland, v. 177, no. 4, 283 p.
Radok, U., Barry, R.G., Jenssen, D., Keen, R.A., Kiladis, G.N., and McInnes, B.
1982: Climatic and physical characteristics of the Greenland ice sheet; CIRES, University of Colorado, Boulder, 193 p.
Rasmussen, R.A. and Khalil, M.A.K.
1984: Atmospheric methan (CH_4): trends and seasonal cycles; Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 9826-9832.
Raynaud, D.
1976: Les inclusions gazeuses dans la glace de glacier; Laboratoire de Glaciologie du Centre National de la Recherche Scientifique, Grenoble, Publication 214.
Raynaud, D. et Delmas, R.
1977: Composition de gaz contenus dans la glace polaire; AIHS-IASH Publication 118, p. 377-381.
Raynaud, D. and Lorius, C.
1973: Climatic implications of total gas content in ice at Camp Century; Nature, v. 243, p. 283-284.
Reeh, N.
1983: Ikke-stationaer beregningsmodel for Indlandsisens randzone; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Gletscher-hydrologiske Meddelelser, nr. 83/7, 81 p.
1984: Reconstruction of the glacial ice covers of Greenland and the Canadian Arctic Islands by three-dimensional, perfectly plastic ice-sheet modelling; Annals of Glaciology, v. 5, p. 115-121.
1985a: Greenland ice-sheet mass balance and sea level change; in Glaciers, Ice Sheets and Sea Level: Effect of a CO_2-Induced Climatic Change; National Academy Press, Washington, D.C., p. 155-171.
1985b: Greenland ice sheet mass balance; NASA Conference Publication 2367, NASA Goddard Space Flight Center, p. 45-49.
1985c: Was the Greenland ice sheet thinner in the late Wisconsinan than now?; Nature, v. 317, p. 797-799.
Reeh, N. and Gundestrup, N.S.
1985: Mass balance of the Greenland ice sheet at Dye 3; Journal of Glaciology, v. 31, p. 198-200.
Reeh, N. and Thomsen, H.H.
1986: Stable isotope studies on the Greenland ice-sheet margin; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Rapport nr. 130, p. 108-114.
Reeh, N., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Gundestrup, N., Hammer, C.U., and Johnsen, S.J.
1978: Secular trends of accumulation rate at three Greenland stations; Journal of Glaciology, v. 20, no. 82, p. 27-30.
Reeh, N., Johnsen, S.J., and Dahl-Jensen, D.
1985: Dating the Dye 3 deep ice core by flow model calculations; American Geophysical Union, Geophysical Monograph 33, p. 57-65.
Reeh, N., Thomsen, H.H., and Clausen, H.B.
1987: The Greenland ice-sheet margin — a mine of ice for paleoenvironmental studies; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, no. 58, p. 229-234.
Rink, H.
1853: Om den geografiske Beskaffenhed af de danske Handelsdistrikter i Nordgrønland; Kongelige Danske Videnskabernes Selskab, Skrivelser, 5. Raekke, Naturvidenskabelige-matematiske Afdeling 3, p. 37-98.
1877: Om Indlandsisen og om Frembringelsen af de svømmende Isfjelde; Geografisk Tidsskrift, v. 1, p. 112-119.
1889: Nogle Bemaerkninger om Indlandsisen og Isfjeldenes Oprindelse; Meddelelser om Grønland, v. 8, p. 271-279.
Risbo, T., Clausen, H.B., and Rasmussen, K.L.
1981: Supernovae and nitrate in the Greenland ice sheet; Nature, v. 294, p. 637-639.
Robin, G. de Q.
1983: The climatic record in polar ice sheets; Cambridge University Press, Cambridge, 212 p.
Rotman, S.R., Fisher, A.D., and Staelin, D.H.
1982: Inversion for physical characteristics of snow using passive radiometric observations; Journal of Glaciology, v. 28, p. 179-185.
Ruddiman, W.F. and McIntyre, A.
1981: The North Atlantic Ocean during the last deglaciation; Palaeogeography, Palaeoclimatology, and Palaeoecology, v. 35, p. 145-214.
Rufli, H., Stauffer, B., and Oeschger, H.
1976: Lightweight 50 m core drill for firn and ice; in Proceedings, Symposium on ice-core drilling, J.F. Splettstoesser (ed.); University of Nebraska Press, Lincoln, Nebraska, p. 139-153.
Ryder, C.H.
1889: Undersøgelser af Grønlands Vestkyst fra 72 til 74 N. Br. 1886 og 1887; Meddelelser om Grønland, v. 8, p. 203-270.
Schytt, V.
1955: Glaciological investigations in the Thule Ramp area; U.S. Army, Corps of Engineers, Cold Regions Research and Engineering Laboratory; Technical Report 28, 88 p.
Seckel, H.
1977a: Das geometrische Nivellement über das Grönländische Inlandeis der Gruppe Nivellement A der Internationalen Glaziologischen Grönland Expedition 1967-68. Sommercampagne 1968; Meddelelser om Grønland, v. 187, no. 3, 86 p.
1977b: Höhenänderungen im Grönländischen Inlandeis zwischen 1959 und 1968; Meddelelser om Grønland, v. 187, no. 4, 58 p.
Shoji, H. and Langway, C.C., Jr.
1985: Mechanical properties of fresh ice core from Dye 3, Greenland; American Geophysical Union, Geophysical Monograph 33, p. 39-48.
Shumsky, P.A.
1965: Ob izmenenii massy lednikovogo pokrova v tsentra Grenlandii; Akademiya Nauk SSSR, Doklady, v. 162, no. 2, p. 320-322.
Sorge, E.
1933a: Universal — Dr. Fanck Grönland-Expedition 1932. Umiamako und Rink Gletscher; Deutsche Universal-Film A.G., Berlin, 24 p.
1933b: The scientific results of the Wegener expeditions to Greenland; Geographical Journal, v. 81. p. 333-344.
Stauffer, B. and Oeschger, H.
1979: Temperaturprofile in Bohrlochern am Rande des Grönländischen Inlandeises; Versuchsanstalt fur Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der EHT Zürich, Mitteilungen Nr. 41, p. 301-313.
Stauffer, B., Hofer, H., Oeschger, H., Schwander, J., and Siegenthaler, U.
1984: Atmospheric CO_2 concentration during the last glaciation; Annals of Glaciology, v. 5, p. 160-164.
Stauffer, B., Neftel, A., Oeschger, H., and Schwander, J.
1985b: CO_2 concentration in air extracted from Greenland ice samples; American Geophysical Union, Geophysical Monograph 33, p. 85-89.
Stauffer, B., Schwander, J., and Oeschger, H.
1985a: Enclosure of air during metamorphosis of dry firn to ice; Annals of Glaciology, v. 7, p. 108-112.
Steenstrup, K.J.V.
1883: Bidrag til Kjendskab til Braeerne og Brae-isen i Nord-Grønland; Meddelelser om Grønland, v. 4, 43 p.
Theodorsson, P.
1977: 40-years tritium profiles in a polar and a temperate glacier; IAHS-AISH Publication no. 118, p. 393-398.
Thomsen, H.H.
1983: Glaciologiske undersøgelser ved Pakitsup ilordlia 1982 Ilulissat/Jakobshavn; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Gletscher-hydrologiske Meddelelser 83/3, 24 p.
1984: Glaciologiske undersøgelser i Disko Bugt om rådet 1983; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Geltscher-hydrologiske Meddelelser, no. 84/1, 31 p.
Thompson, L.G.
1977: Variations in microparticle concentration, size distribution and elemental composition found in Camp Century, Greenland, and Byrd Station, Antarctica, deep ice cores; IAHS-AISH Publication no. 118, p. 351-364.
Thorarinsson, S.
1981: The application of tephrachronology in Iceland; in Proceedings of the NATO Advanced Study Institute « Tephra Studies as a tool in Quaternary Research »; S. Self and R.S.J. Sparks (ed.); Reidel Publishing Company, Dordrecht, p. 109-134.
Ueda, H.T. and Garfield, D.E.
1969: The USA CRREL drill for thermal coring in ice; Journal of Glaciology, v. 8, p. 311-314.
Weertman, J.
1968: Comparison between measured and theoretical temperature profiles of the Camp Century, Greenland, bore hole; Journal of Geophysical Research, v. 73, p. 2691-2700.
Wegener, K. (editor)
1933: Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener 1929 und 1930/31, Band I-III; F.A. Brockhaus, Leipzig.

Weidick, A.
1968: Observations on some Holocene glacier fluctuations in West Greenland; Meddelelser om Grønland, v. 165, no. 6, 202 p.
1975: A review of Quaternary investigations in Greenland; Institute of Polar Studies, The Ohio State University, Report no. 55, 161 p.
1976: Glaciation and the Quaternary of Greenland; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt (ed.); The Geological Survey of Greenland, p. 429-458.
1985a: Review of glacier changes in West Greenland; Zeitschrift fur Gletscherkunde und Glazialgeologie, v. 21, p. 301-309.
1985b: The ice cover of Greenland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Gletscher-hydrologiske Meddelelser nr. 85/4, 8 p.

Weidick, A. and Olesen, O.
1978: Hydrologiske bassiner i Vestgrønland; Grønlands Geologiske Undersøgelse, København, 160 p.

Weidick, A. and Thomsen, H.H.
1983: Lokalgletschere og Indlandsisens rand i forbindelse med udnyttelse af vandkraft i bynaere bassiner; Grønlands Geologiske Undersøgelse, Gletscher-hydrologiske Meddelelser 83/2, 129 p.

Wolff, E.W. and Peel, D.A.
1985: The record of global pollution in polar snow and ice; Nature, v. 313, p. 535-540.

Zwally, H.J., Bindschalder, R.A., Brenner, A.C., Martin, T.V., and Thomas, R.H.
1983: Surface elevation contours of the Greenland and Antarctic ice sheets; Journal of Geophysical Research, v. 88, no. C3, p. 1589-1596.

Adresse de l'auteur

N. Reeh
Alfred Wegener Institute
Bremerhaben, West Germany

Imprimé au Canada

INDEX

A, lac ... 550
Abernethy, basses terres d' ... 207
Abitibi, basses terres de l' ... 558
Abitibi, hautes terres de l' ... 230
Abitibi, rivière ... 246
ablation glaciaire ... 305
Acadia, Mer d' ... 446
Acadiens, lobe de la baie des ... 440, 447
action du gel ... 625
Acton, D.F. ... 721-723, 725-726, 728
Adam, ruisseau ... 249
Adam, Till d' ... 249
Addington Forks ... 543, 545
Adelaide, péninsule d' ... 207
Adirondacks ... 373, 374, 397, 400
Agassiz ... 761
Agassiz, calotte glaciaire ... 488, 497, 505, 506, 508, 509
Agassiz, exutoires du bassin d' ... 374
Agassiz, Lac glaciaire ... 137, 152, 208, 209, 214, 777
Â g e
- 2 ka ... 600
- 7 ka ... 599-600
- 8,4 ka ... 224-225
- 10 ka ... 508
- 10 ka à 8,4 ka ... 222-223
- 11 ka ... 219
- 11 ka à 10 ka ... 221-222
- 100 ka ... 506
- Brunhes, Zone de polarité normale de ... 2, 126, 160
- Brunhes-Matuyama, limite ... 126
- Dernière glaciation ... 586-589
- Holocène ... 1, 77-79, 171, 252, 295, 464, 491, 812-813, 820-821, 827, 834-836, 845-846
- Illinoien ... 2, 59, 369, 843
- Irvingtonien inférieur (Irvingtonian Land Mammal Age). 160
- Matuyama, Zone de polarité inverse de ... 2, 72, 115, 160, 162, 487, 825
- Petit Âge glaciaire ... 79, 192, 318, 491, 508, 509, 763, 870
- Pléistocène ... 1
- Pléistocène inférieur ... 2, 160-162
- Pléistocène moyen ... 2, 162-163
- Pléistocène supérieur ... 2, 163
- Pré-Wisconsinien ... 369
- Quaternaire ... 1
- Quaternaire inférieur ... 435, 443
- Sangamonien ... 2, 163, 310, 458, 834, 843
- Wisconsinien ... 2, 163-171, 195-197, 310, 457-458, 830, 834, 843-845
- Wisconsinien inférieur ... 369-370, 458
- Wisconsinien moyen ... 360-361, 370, 440, 445, 458-459
- Wisconsinien supérieur ... 142, 196-197, 252, 295, 370, 399, 445, 459, 461-464
- Yarmouthien ... 162, 173

Âge (voir stade, interstade, phase, intervalle, avancée, réavancée)
Aguanus-Kenamiou, Moraine d' ... 287
Agutua, Moraine d' ... 240, 259, 260
Aikins, Moraines d' ... 169
Alle/Ile (D-alloisoleucine/L-isoleucine) ... 126, 497, 251, 306
Aklavik ... 138
Akpatok, île ... 293
Alaska ... 486, 522
Alaska, golfe de l' ... 26, 32
Alaska, plaine côtière de l' ... 135
Albany, rivière ... 252
Alberta, plaine de l' ... 147
Alberta, plateau de l' ... 147, 564
Albertan, Till ... 44, 65, 162
Alcock, moraine d' ... 453
aléoutienne, fosse ... 26
Alexis, rivière ... 281, 287
Algonquin, arche d' ... 349
Algonquin, Lac glaciaire ... 356, 361, 362, 366, 367, 371, 373, 374, 779
Algonquin, massif ... 401
Allan, collines ... 147
Allegheny, bassin d' ... 348, 349
Alleröd/Dryas, oscillation de l' ... 877
Alleröd, intervalle d' ... 394
Alliston, baie ... 356
alluvial, dépôt ... 37, 110
Alluviaq, rivière ... 285
alluvion ... 206
altération ... 625
altération cryogénique ... 654
altération par hydratation ... 654
altération par le sel ... 654
altérite ... 206, 483
Amabel, dolomie d' ... 569
Amadjuak, Glaces d' ... 195
Amadjuak, lac ... 297
américaine, plaque ... 25
amérindienne, agriculture ... 570-571
Amery, Till d' ... 245
Amherst, Silt d' ... 442
aminochronologie ... 59, 126, 389, 808
aminostratigraphie ... 251, 306-307
Amund Ringnes, île ... 485
Amundsen, Glaciation d' ... 127, 133
Amundsen, golfe d' ... 134-135, 140
Anahim, pic ... 51
Anahim, zone volcanique d' ... 26, 63
Anderson, T.W. ... 519-522, 535-537, 546-547, 559-560
Anderson, plaine ... 137-139, 627
Anderson, rivière ... 109, 134, 140
Andrews, J.T. ... 188-201, 251-266, 295-323, 585-605
Ange Gardien, Till de l' ... 399
Ange, lac à l' ... 567
Angliers, Phase d' ... 291
Angliers, seuil d' ... 291
Annapolis, rivière ... 441
Anne, Cap ... 225
Annopolis, vallée de l' ... 727
Antevs, E. ... 4
Antevs, lac ... 291
anthropogéologie ... 675, 685
Anticosti, chenal d' ... 452
Anticosti, crête sous-marine ... 425
Anticosti, île d' ... 287, 626, 727, 453-454
Anticosti, Till de l'île d' ... 454
Antifreeze, étang ... 529, 530
Antigonish, calotte glaciaire d' ... 441
Antigonish, hautes terres d' ... 441
Antoinette, baie ... 489
Appalaches atlantiques du Canada ... 400, 626, 646, 648, 727, 374-375
- Considérations économiques ... 466-467
- Formations en surface ... 435-457
- Géologie du substratum rocheux ... 422-423
- Histoire du Quaternaire ... 435-457
- Niveau marin ... 461-465
- Physiographie ... 423-429
- Tectonique ... 422-423

Appalaches, orogène des ... 423, 426
Apple, rivière ... 441

aquifère de couverture 772
aquifère de vallée enfouie 773
aquifère du substratum 771-772
aquifère inter-till 772
aquifère superficiel 772
aquitard 773
Archer, fjord 497
Arctic Bay 313
Arctic Red, rivière 137, 139
arctique, archipel 144, 500, 629, 639
Arctique, basses terres de l' 627, 646
arctique, chaîne 27, 724
Arctique, hautes terres de l' 297
Arctique moyen 487
Arctique, plaine côtière de l' 108, 109, 110, 127, 139, 479, 627
Arctique, plate-forme de l' 479, 483
arène 443, 448, 654
argile sensible 634, 635, 637
Argonaut, plaine d' 68
Armstrong, J.E. 5
Arnott, Moraine d' 260
Arvik 683
Ascot, rivière 382
Aspy, faille d' 458, 461
Assiniboine, delta de l' 169, 171
Assiniboine, rivière 154, 168, 643, 648, 777
Aston, baie 219
Aston, cap 310, 311, 313
Athabasca, Grès d' 207, 210, 218
Athabasca, Groupe d' 710
Athabasca, lac 137, 192
Athabasca, Lac glaciaire 171
Athabasca, plaine de l' 203
Athabasca, rivière 28, 44, 45, 533, 746
Athabasca, Till d' 68
Atlantique, hautes terres de l' 432, 440-442
Atlin 75
Atlin, placer d' 80
Atpatok, île 296
aufeis 86
Aulitivik, île 312
aurifère, placer 531
avalanche 629
avalanche de neige 84-85, 757-758
avalanche de pierres 83, 629, 630-631, 642, 763-766, 782-783
Avalon, glaces d' 449
Avalon, isthme d' 448, 466
Avalon, presqu'île 447, 458, 461, 451
avancée
  Battle Mountain, avancée de 79
  Buckland, avancée de 135
  Canmore, avancée de 68, 71
  Crowfoot, avancée de 77
  Deserter's Canyon, avancée de 56
  Drystone Creek, avancée de 68
  Dunn Peak, avancée de 77
  Eisenhower Junction, avancée de 68
  Etzikon, avancée d' 169
  Marquette, avancée de 170
  Portage, avancée ancienne du mont 56
  Portage, avancée récente du mont 56, 68
  Reid, avancée de 75
  Waconichi, avancée de 292
  Waterton I, avancée de 162
  Waterton II, avancée de 67
  Waterton III, avancée de 67
  Waterton IV-Hidden Creek, avancée de 68
avant-pays, Domaine de l' — tectonique de la Cordillère 23
avulsion 86
Axel Heiberg, île 479, 480, 483-489, 500, 505, 601, 628
Aylen, Phase d' 289
Ayr, lac 312
Ayr Lake, Stade d' 310
Babine, lac 54
Back, basses terres de 203
badlands 147, 640
Baffin, baie de 203, 208, 280, 296, 299, 479, 482, 483, 486, 502, 504, 508, 596, 646, 651, 802, 806, 826, 842, 843, 844, 846,
Baffin, Secteur de — Inlandsis laurentidien 195, 587
Baffin, Surface de 296, 297
Baffinland, Stade de 310, 312
Baie-Trinité 287
Baie-Trinité, Moraines de 287
Baird, cap 498
Baird Inlet, lac 567
Baker, lac 216, 224
Baker Lake, traînée de dispersion de 708
Baker, Till de 126
Baleine, rivière à la 286
Ball, cap 524
Ballast, ruisseau 133
Ballycroy 567
Banff 535
Banks, Glaciation de 124, 162, 487, 493
Banks, glacier de 124
Banks, île 133-134, 218, 493, 627
banquise 491
Bantalor, Phase de 446
Bar Harbour, Till de 134, 136
barkhane 862
Barlow, Lac glaciaire 238, 289, 552, 558
Barlow-Ojibway, Formation de 249
Barlow-Ojibway, Lac glaciaire 238, 591
Barnes, calotte glaciaire de 296
Barnes, Glaces de 195
barrage glaciaire, lac de 84, 141, 208, 281, 369, 387, 822
barrage morainique, lac de 84, 759
Barrow, détroit de 203
Barrow, Surface de 203, 297
Bas-Arctique 487, 805
basculement rocheux 629
Baseline, Till de 67
Baskatong, lac 288
Bassin 543, 545
Basswood Road, lac 567
Bathurst, basses terres de 203, 214
Bathurst, île 480-491
Bathurst, inlet 200, 214, 226, 595, 597
Bathurst Norsemines, traînée de dispersion de 707
Bathurst, péninsule 132
Battle Mountain, avancée de 79
Battle, rivière 634
Battleford, Formation de 169
Battleford, vallée de 772
Bay of Islands, Surface de 451, 463
Bayfield, rivière 362
Beams, plateau de 203
Bear, anse 561, 563
Beauceville, placer de 748
Beaufort, Formation de 108, 109, 124, 480, 546
Beaufort, mer de, ... 135, 648
Beaugé, banc 425, 452
Beaver River, Moraine de 170
Beaver River, Till de 441
Beaverhouse, moraine de 260
Bécancour, stade de 394
Bécancour, Till de 392, 394
Bedford Hills, Moraine interlobaire de 256
Bedford Hills-Belair, complexe morainique de 255
Bednarski, J. 494-499
Belair, Moraine interlobaire de 255, 256

Belcher, îles ... 196, 229, 254, 292
Bell, Mer de ... 246, 251
Bell, plaine de ... 33, 71, 529
Bell, R. ... 4, 6
Bell, rivière ... 529
Bell, Sédiments de la Mer de ... 587
Bella Coola, rivière ... 652
Belle Isle, détroit de ... 429, 448, 450, 452, 462, 463, 465, 726, 727
Belles-Amours, Moraine de ... 286
Belleville, Phase ... 399, 401
benzène - datation ... 396
Bereziuk ... 566
Bering, détroit de ... 642
Bering, mer de ... 28, 743
Béringie ... 126
Béringie, pont continental de la ... 173
Béringie, refuge glaciaire de la ... 522
Bernard, rivière ... 110, 126
Bernard, Till de ... 113
Bessborough, Phase de ... 68
Bessette, ruisseau ... 53
Bessette, Sédiments de ... 52
Bic, terrasse de ... 455
Big Bald, mont ... 443
Big Brook ... 545
Big, collines ... 770
Big, Mer ... 126, 133
Big Muddy, déversoir ... 169
Big, rivière ... 110, 126
Big Trout, lac ... 252
Bigstick, Lac glaciaire ... 169
bilan de masse ... 862
Black River, Calcaire de ... 375
Black, rivière ... 239
Bliss Bugt, glaciation de ... 803, 826, 843
Blow Me Down, hautes terres de ... 448
Blue, lac ... 561
Bluefish Cave ... 521
Bluefish, plaine de ... 33, 71, 529
Bluefish, rivière ... 139
Bois Blanc, Formation de ... 366
bois flotté ... 127, 132, 491
Bois, lac des ... 253
Boischatel ... 784
Bolduc, Till de ... 134, 493
Bolton ... 567
Bonaparte, rivière ... 652
Bonavista, baie ... 426
Bonavista, péninsule ... 447
Bonne baie ... 452
Bonne baie, fjord de la ... 462
Bonnet Plume, dépression de ... 73
Boothia, détroit de ... 262
Boothia, golfe de ... 296
Boothia, péninsule de ... 215
Boothia, plateau de ... 207
Boothia, presqu'île ... 714
Bostock, H.S. ... 5
Bouclier canadien, nord-est du
  Climat ... 298-299
  Dépôts quaternaires ... 299-305
  Géologie du substratum rocheux ... 296-298
  Histoire du Quaternaire ... 305-323
  Niveau marin ... 318-322
  Physiographie ... 296-298
Bouclier canadien, nord-ouest du
  Dépôts quaternaires ... 206-214
  Géologie du substratum rocheux ... 201-205
  Histoire du Quaternaire ... 214-229
  Physiographie ... 201-205
Bouclier canadien, sud-est du
  Dépôts quaternaires ... 270-275
  Histoire du Quaternaire ... 275-295
  Physiographie ... 267-270
Bouclier canadien, sud-ouest du
  Géologie du substratum rocheux ... 229-230
  Matériaux en surface ... 230-243
  Niveau marin ... 264-265
  Physiographie ... 230
Boulter, esker de ... 289
Boutellier, Intervalle non glaciaire de ... 65, 75
Bovis, M.J. ... 628-642
Bow, rivière ... 67, 131, 171, 534, 770
Bow Valley, Till de ... 68
Bowness ... 770
Boyko-Diakonow, M. ... 519, 569-571
Braddock, chenal ... 169
Bradore, Moraine de ... 286
Bradtville, Drift de ... 369
Brampton, esker de ... 355, 366
Brandon ... 154, 169
Bras d'Or, lac ... 429, 437, 441, 544
Braskeruds, plaine de ... 489
Bredenbury, Formation de ... 772
Breslau, Moraine de ... 366
Brich, monts ... 147
Bridgewater, Conglomérat de ... 436, 457
British, chaînon ... 628
Broadback, rivière ... 292
Broadcast, collines ... 770
Brock, hautes terres de ... 108, 110, 133, 134, 140
Brocket, Till de ... 162
Bronson Lake, Formation de ... 773
Brooks ... 146
Brooks, chaînon ... 124, 628
Broughton, chenal ... 310
Broughton, île ... 306
Bruce, péninsule ... 351, 356
Brunhes, Zone de polarité normale de ... 2, 126, 160
Brunhes-Matuyama, limite ... 126
brunisol ... 60, 75, 723, 725, 726, 728
Bruun, règle de ... 465
Buchans, traînée de dispersion de ... 707
Buckland, avancée de ... 135
Buckland, Glaciation de ... 131, 135, 139, 142
Buckland, Till de ... 131
buckling ... 465
Buffalo Lake, Till de ... 68
Bugaboo, glacier ... 79
Burin, péninsule ... 426, 431, 447, 449, 450, 451, 458, 459, 461, 463
Burlington, Till de ... 399
Burntwood-Knife, Moraine interlobaire de ... 213
Byam Martin, île ... 141, 480, 485, 489, 494
Byam Martin, passage ... 482
Bylot, île ... 219, 296, 309
^{14}C ... 6, 59, 115, 214, 305, 389, 479
Cabot, détroit de ... 449-452, 458
Calédonides ... 813, 814
calédonienne, orogenèse ... 800
Calédoniennes, hautes terres ... 443-446
Calgary ... 533
calotte glaciaire
  Agassiz, calotte glaciaire ... 488, 497, 505, 506, 508, 509
  Antigonish, calotte glaciaire d' ... 441
  Barnes, calotte glaciaire de ... 296
  Devon, calotte glaciaire ... 488, 504-508
  Grinnell, calotte glaciaire de ... 318
  Meighen, calotte glaciaire ... 500, 505, 506, 508
  South, calotte glaciaire du mont ... 441, 442
  Terra Nivea, calotte glaciaire de ... 318

Cameron, collines . . . 108, 147
Cameron Ranch, Formation de . . . 163-165
Camp Century . . . 506, 843, 855, 860, 868, 871, 873
Campbell, Phase . . . 137, 170
Campbell, plage . . . 171, 259, 777
Campbell, terrasse . . . 171
Caniapiscau, rivière . . . 270, 293
Canmore, avancée de . . . 68, 71
Canning, Till de . . . 370
Canso, détroit de . . . 466
Canyon, chaînons . . . 137
Cap-Breton, basses terres du . . . 441
Cap-Breton, cuvette du . . . 447
Cap-Breton, hautes terres du . . . 435, 440, 441, 459, 727
Cap-Breton, île du . . . 426, 429, 432, 437, 440-442, 451, 452, 455-459, 461, 465, 543-545
Cap-Breton, plateau du . . . 442, 537
Cape Broughton, aminozone de . . . 308
Cape Collinson, Formation de . . . 127
Cape Collinson, Interglaciaire de . . . 124, 127
Cape Cove, Gravier de . . . 440
Cape Ray, faille de . . . 458, 461
Capilano, Sédiments de . . . 56
Capreol . . . 260
Carberry Sand, collines . . . 154
carbone mort (voir carbone inerte) . . .
Cariboo, district de . . . 80
Cariboo, plateau de . . . 51
Caribou, collines . . . 131, 139
Caribou, dôme de . . . 195, 198
Caribou, monts . . . 147, 758
Caribou, rivière . . . 127, 203
Carson, M.A. . . . 628-642
Cartier-McConnell Lake, moraines de . . . 260
Cascades, chaîne des . . . 27
Cascapédia, rivière . . . 454
Cass, Phase de . . . 256
Cassiar, mont . . . 27, 41
Castle, baie . . . 440
Castle Bay . . . 544
Cataract, Groupe de . . . 569
Catfish Creek, Drift de . . . 370
Catfish Creek, Till de . . . 365, 366, 370
centre d'accumulation glaciaire
  Escuminac, centre d' . . . 445, 446, 447
  Gaspereau, centre de . . . 446
  Hudson, centre d' . . . 198
  Keewatin, centre du . . . 252
  Labrador, centre du . . . 252
  Cathedral, mont . . . 760
  Patricia, centre de . . . 252-253
  Payne, centre de . . . 293
Chagnon, J-Y . . . 779-784
Chaleurs, baie des . . . 426, 432, 445, 446, 451, 455, 463, 467
Chalk River . . . 257
Chalmers Bog . . . 533, 547
Chalmers, R. . . . 4
Chambly, lac . . . 400
Champlain-Hudson, fossé de . . . 389
Champlain, lac . . . 400, 405
Champlain, Lac glaciaire . . . 373, 379, 388
Champlain, Mer de . . . 257, 373, 379, 387-389, 396, 399, 400, 401-403, 405, 552, 626, 726, 727
Chandler, fjord . . . 497, 499
Chantrey, inlet . . . 210, 214
Chantrey, Système morainique de . . . 208
Chapleau . . . 260
Chapleau, Moraine de . . . 233
Chapman, lac . . . 530
Charles, île . . . 293
Charlevoix, astroblème de . . . 407
Charlevoix . . . 407, 780
Charlie, lac . . . 535
Chaudière, rivière . . . 379, 400, 406
Chaudière, Till de . . . 397
Chazy, Calcaire de . . . 375
Chedabucto, baie de . . . 461
Chedabucto, faille de . . . 426, 461
Chedabucto-Cobequid, faille de . . . 428
chenal fluvioglaciaire . . . 124
chenal juxtaglaciaire . . . 168
chernozem . . . 723, 725, 726
Cherry River, Moraine de . . . 400
Chesterfield, inlet . . . 226
chevauchement glacitectonique . . . 114, 155, 768, 776
Chicago, exutoire de . . . 266, 374
Chignecto, baie de . . . 441, 446
Chignecto, épisode de . . . 446
Chignecto, isthme de . . . 445, 446
Chignecto, Phase de . . . 446
Chilcotin, plateau de . . . 51
Chilhil, lac . . . 563, 564
Chipewyan, lacs . . . 217, 218
Chippewa, Lac glaciaire . . . 260
Chiputneticook, lacs . . . 446
chlorofluorocarbure . . . 873
Christie Street, sables de . . . 369
chronologie isotopique marine . . . 59
Churchill . . . 226
Churchill, rivière . . . 205, 240, 270, 281, 287, 626
Churchill-Clearwater, déversoir . . . 171
Circum-Ungava, géosynclinal . . . 196, 254
Clague, J.J. . . . 17-29, 35-77, 79-87
Clausen, Glaciation de . . . 127, 137
Clausen-Flat River, Glaciation de . . . 70
Clayhurst, Phase de . . . 68
Clear, collines . . . 77, 147
Clear, ruisseau . . . 745
Clearwater, déversoir . . . 137, 17-
Clearwater, rivière . . . 51, 171
Clements Markham, inlet . . . 498
climat holocène
  Alberta . . . 564-565
  Centre du Canada . . . 565-566
  Colombie-Britannique . . . 561-564
  Nord du Canada . . . 566-567
  Sud-est du Canada . . . 567-568
Clinton, Groupe de . . . 569
Clovis, culture . . . 534
Clyde . . . 306
Clyde, avant-pays de . . . 306
Clyde, fjord . . . 597
Clyde Foreland, Formation de . . . 280, 306, 309
Clyde, inlet . . . 311
Coates, île . . . 189
Coats, île . . . 212, 255
Cobalt, plaine de . . . 230
Cobequid, hautes terres de . . . 440, 441, 442, 459
Cobequid, mont . . . 435, 459
Coburg, île . . . 487
Cochrane . . . 252
Cochrane, crues de . . . 261
Cochrane, Formation de . . . 233, 252
Cochrane I, crue du . . . 291
Cochrane II, crue du . . . 291
Cochrane, réavancée de . . . 252, 261
Cockburn, île . . . 351
Cockburn, Moraines de . . . 222
Cockburn, Sous-étage de . . . 318
Codroy . . . 543
Codroy, vallée de . . . 448
Coffin Island, moraine de . . . 453
coin de glace . . . 144, 200, 241, 275, 657
Cold Lake . . . 773

Coleman, A.P. . . . 4
Colin, lac . . . 555, 567
colluvial, dépôt . . . 37
colluvion . . . 36, 110, 154, 206, 306
Columbia, fleuve . . . 28, 34
Columbia, monts . . . 27, 79, 628, 758
Colville, collines . . . 668
Colville, Moraines de . . . 141
Committee, baie . . . 214
composition isotopique de l'oxygène . . . 198, 506, 508, 588, 842
Condie, Moraine de . . . 170
Conestogo, lac . . . 351, 355
Connaught, séquence de . . . 239, 291
Connaught, varves de . . . 249
Contwoyto, bassin de . . . 213
Coppermine, rivière . . . 137, 140, 213
Coquitlam, Drift de . . . 56, 59
Cordillère canadienne
  Cadre tectonique . . . 25-26
  Climat . . . 29-32
  considérations économiques . . . 79-87
  Dépôts quaternaires . . . 35-39
  Érosion . . . 40-41, 86
  Géologie du substratum rocheux . . . 23-25
  Histoire du Quaternaire . . . 47-73
  Niveau marin . . . 45-47
  Paléo-écologie et paléoclimatologie . . . 73-77
  Paysages quaternaires . . . 32-35
  Physiographie/hydrographie . . . 26-29
  Risques de catastrophes naturelles . . . 83
Cordillère, centre sud de la . . . 627
Cordillère, Inlandis de la . . . 41-43, 529
  Colombie-Britannique . . . 50-60
  Frange englacée . . . 65
  Stratigraphie . . . 47-73
  Yukon . . . 60-65
Cordillère occidentale . . . 628
Cordillère orientale . . . 628
Cordillère, plateaux centraux de la . . . 626
Cordillère, plateaux septentrionaux de la . . . 627
Cornwall, île . . . 480, 485
Cornwallis, île . . . 482, 485, 487, 595
Cornwallis, Petite île . . . 683
Cornwallis, rivière . . . 441
Coronation, golfe . . . 141, 192, 194, 203, 214
corridor non englacé
  Alberta . . . 531-532
  Ouest canadien . . . 527-535
  Yukon . . . 529-531
Côte-Nord . . . 287-288, 295, 432-433
Côte-Nord, Moraine de la . . . 274, 287
Côte-Nord, système morainique de la . . . 274, 286
côtier, Domaine – tectonique de la Cordillère . . . 25
Côtière, chaîne . . . 26, 27, 561, 724, 758, 479
couche active (voir mollisol)
coulée boueuse . . . 87, 625, 629
coulée d'argile . . . 633
coulée de débris . . . 84, 144, 625, 629, 635-637, 758-761
coulée de fluage . . . 200, 642
coulée gravitaire . . . 38
coulée rétrogressive . . . 633, 634
coulée torrentielle (debris torrent) . . . 636
Coulonge, rivière . . . 288
courbe d'émersion . . . 225-226
Courtenay . . . 46
Cove, cap . . . 436
Cowan, W.R. . . . 188-201, 229-251
Cowan, Moraine de . . . 170
Cowichan Head, Formation de . . . 52
crag-and-tail . . . 271
Crater, lac . . . 779
Crawford, lac . . . 363, 569-571
Cree, Lac glaciaire . . . 208
Cree Lake, Moraine de . . . 170, 207, 257
Creston . . . 758
crête glacitectonique . . . 155-157
crête morainique . . . 34
Crowfoot, avancée de . . . 77
Crowsnest, col . . . 71, 565
Crowsnest, rivière . . . 66, 67
cryoplanation . . . 34, 206
cryosol . . . 483, 725, 728, 729
cryoturbation . . . 72, 728, 816, 824
Cumberland, baie . . . 296
Cumberland, basses terres de . . . 437, 440
Cumberland, péninsule de . . . 296, 298
Cumberland, presqu'île . . . 596
Currie, canton de . . . 252
Currie-Bowman, traînée de dispersion des cantons de . . . 707
Cy peck, inlet . . . 136
cycle glacio-isostatique . . . 587
Cycloid, lac . . . 565
Cypress, collines . . . 146, 154, 158, 175, 531, 768
D'Iberville, Mer . . . 286, 552
Daigle, Moraine du Lac . . . 287
Dalhousie, cap . . . 135
Daly, rivière . . . 497
Danemark, détroit du . . . 842
Darlingford, Moraine de . . . 170
Darnley, baie . . . 140
Dashwood, Drift de . . . 52
David, P.P. . . . 669-672
Davis, détroit de . . . 299, 830, 840
Dawson . . . 33, 67, 70, 75, 80, 531
Dawson, G.M. . . . 4
Dawson, J.W. . . . 4
Day, T.J. . . . 642-652
De Geer, Mer de . . . 442, 446, 462, 463
De Winton . . . 770
décapage aréolaire . . . 827
Déception, baie . . . 293, 295
décharge glacio-isostatique . . . 585, 593, 596, 597, 604
décrochement . . . 83, 525
Deer, basses terres du lac . . . 431, 449
déflation . . . 486, 654, 669
déglaciation . . . 43-44, 198-199, 219, 255-262, 283-294, 313-318, 490-491
Del Bonita . . . 158, 175
Delorme, lac . . . 294, 566
delta de kame . . . 209, 485
Demoiselle, Drift de . . . 452-454
Denali, faille de . . . 25, 26, 663
dendrochronologie . . . 77
des Moines, lobe . . . 256
déséquilibre de l'uranium . . . 126, 160
Deserter's Canyon, avancée de . . . 56
Deux Rivières . . . 260, 289
Devastation, glacier . . . 766
Devon, calotte glaciaire . . . 488, 504-508
Devon, île . . . 479, 481, 485, 487, 489, 491, 500, 628
dévonien, plateau . . . 109
Diamant, cap . . . 782
diamicton . . . 37, 235, 280, 301, 487, 497
Diamond Jenness, péninsule . . . 110, 134, 141
Diana, baie . . . 293
diastrophisme . . . 33, 45, 423
DiLabio, R.N.W. . . . 699-716
Dingwall . . . 545
Dirt Hills, Moraine de . . . 169
Discovery, havre . . . 497, 498
Disko Bugt . . . 806, 807, 812,813, 829, 833, 861, 862
Disko, île de . . . 806, 813
Disko, Stade de . . . 813, 846
dispersion glaciaire . . . 701-702

Dissection, ruisseau 136
Ditchfield, Moraine de 400
Dixon, entrée 34, 45
Dog Lake, Moraine de 259
Dog Lake, réavancée de 259
Dog Lakeet, Moraine de 252
doline 351, 445, 784
Dolphin and Union, détroit de 109, 140, 141
dôme glaciaire 195
Don, Formation de 359
Don, rivière 357
Donnacona, Till de 392
Dorset, crête sous-marine 425
Double, île 436
Dredge, L.A. 188-251
Dreimanis, A. 6
Dreswell, baie 219
drumlin 34, 207, 271, 351, 728
Dryas récent 597
Drystone Creek, avancée de 68
Dubawnt, bassin de 213
Dubawnt, Groupe de 189, 205, 211, 705
Dublin, ravin 745
Duck Hawk Bluffs, Formation de 124
Duck Hawk, falaise de 124
Duck, monts 146
Duke River, faille de 26
Duluth, Lac glaciaire 257
Dummer, Moraine de 366
Dundas, péninsule 125, 134, 493
Dundas, rivière 357
Dundas, Till de 125, 485, 493
Dundee, Formation de 351
Dunn Peak, avancée de 77
Dunn Peak, Moraine de 77
Dunwich, Drift de 370
Dust Bowl 681
Dutch Church 369
Dyer, cap 296, 309
Dyer, Glaciation de 310
Dyke, A.S. 188-229
Eagle Bluff 246
Eagle, lac 557, 566
Eagle, rivière 73
Eagle-Findlayson, moraines d' 256
Early Cordilleran, Till 67
East, baie 440, 459
East Bay 544
East Coast, Mer d' 133
East Milford 543
Eastend, Formation d' 772
Eastmain, rivière 292
Eaton, rivière 406
Eatonville, Till d' 440
Eau Claire, lac à l' 293
éboulement 83, 625, 629
éboulement rocheux 144, 761-762, 782-783
écaillage glacitectonique 155
Echo Lake, Graviers d' 154, 163
Echoing, rivière 246
Éclipse, détroit d' 280, 296
Éclipse, Glaciation d' 310
écotone 684
écoulement glaciaire 255
écroulement 83
Edmonton 534
Edson, Till d' 68
Edwards, W.A.D. 737-741
Edziza, mont 51, 663
effet de serre 465, 625, 873
effondrement par dissolution 779
effondrement régrogressif 633, 634
Egedesminde Dyb 829
Egginton, P.A. 673-674
Eglinton, aminozone d' 312
Eildun, lac 549
Eisenhower Junction, avancée de 68
éjection gélivale 189, 206
Ekalugad, Moraine d' 319
Elbow, rivière 648, 649, 770
Elk, rivière 71
Ellef Ringnes, île 480, 483, 485, 486
Ellesmere, île d' 490-491, 479, 480, 483-489, 491, 505, 591, 595
Ellesmere-Baffin, complexe glaciaire d' 487
Ellice 568
Elma, Till d' 365, 371
Elmira, Moraine d' 353
émersion postglaciaire 225-228, 589-605
Emerson, phase 170, 259
Empress, Groupe d' 146, 773
englaciation 195-196, 218-219
englaciation instantanée 195, 318
England, J. 494-499
Ennadai, lac 228, 566
ensellement 195, 857
éolien, dépôt 110, 207, 274, 486
éolisé, caillou 486
épandage fluvioglaciaire 34, 110, 133, 213, 235, 274, 301
épandage proglaciaire 135
Épisode glaciaire 1 — Cordillère canadienne 66
Épisode glaciaire 2 — Cordillère canadienne 67
Épisode glaciaire 3 — Cordillère canadienne 68
Érié, Interstade d' 370, 399
Érié, lobe du lac 353, 363, 365, 371
Ernst, Till de 68
Erratics Train, Till d' 68
éruption volcanique 87
Esclaves, rivière des 137
Escuminac, centre d' 445, 446, 447
esker 36, 153, 212, 235, 274, 485, 710, 728
  Boulter, esker de 289
  Brampton, esker de 355, 366
  Guelph, esker de 366
  Munro, Esker de 236, 240
  Thelon, esker de 222
Eskimo, lacs 131
Espoir, baie d' 429
Esquiman, chenal 452
Est, Cantons de l' 557
Est, système de l' — Cordillère canadienne 27-28
Estevan, vallée d' 772
Étude du plateau continental polaire (EPCP) 505
Etzikon, avancée d' 169
Eureka, détroit d' 485, 487, 489
européenne, agriculture 571
eustatisme 45
Evans, S.G. 661-664, 756-767
Evilsmelling, bande d' 154, 165
Explorer, dorsale 26
Explorer, plaque 25
exutoire
  Agassiz, exutoires du bassin d' 374
  Chicago, exutoire de 266, 374
  Fenelon Falls, exutoire de 373
  Kirkfield, exutoire de 257, 373
  Mattawa, exutoire de 373
  Nipigon, exutoire de 260
  North Bay, exutoire de 257, 265, 362, 374, 401
  Port Huron, exutoire de 266, 373, 374
F.E. Hyde Fjord 822
Fairfax, lac 533
Fall Zone, pénéplaine de 426
Favel, Formation de 777

Fawn River, gravier de ... 251
Fawn, rivière ... 249
felsenmeer ... 110, 207, 212, 277, 448, 454, 457, 654, 807, 815, 818
Fenelon Falls, exutoire de ... 373
Fennoscandie ... 507, 597
fennoscandien, inlandsis ... 47
fente de dessication ... 640
fente de gel ... 127, 131, 132, 144, 486
fente de glace ... 52, 72
First Canyon, Glaciation de ... 66, 70, 125, 127
Fisher, rivière ... 215
Fiskebanke, glaciation de ... 809-810, 830, 843
fissuration ... 200
fissure de gel ... 482
Five Islands, Formation de ... 442
Flakkerhuk, Glaciation de ... 820, 830, 844
Flat Creek, lits de ... 67, 70
Flat River, Till de ... 67
Flin Flon ... 549
Flint, R.F. ... 4
Floral, Formation de ... 154, 162, 163, 769, 775, 776
flûte ... 207
fluviatile, dépôt ... 37, 274, 441, 486
fluviaux, processus
  Charge de fond ... 649, 650
  Charge en suspension ... 647, 648, 650
  Charge sédimentaire ... 650
  Intensité de l'érosion fluviale ... 646
  Morphologie des cours d'eau ... 650-651
  Régimes hydrologiques ... 642-652
  Régions physiographiques ... 642-646
  Traction sur le fond ... 649
  Transport des sédiments ... 646, 651-652
  Transport en solution ... 649-650
  Transport en suspension ... 646-649
fluvioglaciaire, dépôt ... 36, 109, 152-153, 212-213, 235-238, 274, 366, 441, 485
Foothills, Traînée d'erratiques de ... 45, 68, 152, 165
Forcier, Moraine de ... 222
Ford, D.C. ... 668-669
Forest Hill, traînée de dispersion de ... 707
formation
  Barlow-Ojibway, Formation de ... 249
  Battleford, Formation de ... 169
  Beaufort, Formation de ... 108, 109, 124, 480, 546
  Bois Blanc, Formation de ... 366
  Bredenbury, Formation de ... 772
  Bronson Lake, Formation de ... 773
  Cameron Ranch, Formation de ... 163-165
  Cape Collinson, Formation de ... 127
  Clyde Foreland, Formation de ... 280, 306, 309
  Cochrane, Formation de ... 233, 252
  Cowichan Head, Formation de ... 52
  Don, Formation de ... 359
  Duck Hawk Bluffs, Formation de ... 124
  Dundee, Formation de ... 351
  Eastend, Formation d' ... 772
  Favel, Formation de ... 777
  Five Islands, Formation de ... 442
  Floral, Formation de ... 154, 162, 163, 769, 775, 776
  Fort Langley, Formation de ... 56
  Gayhurst, Formation de ... 388, 397
  Gubik, Formation de ... 124, 135
  Judith River, Formation de ... 772
  Kanguk, Formation de ... 124
  Kap Kobenhavn, Formation de ... 124, 822, 824, 825, 833, 837, 843
  Kidluit, Formation de ... 126, 131, 135
  Kittigazuit, Formation de ... 127, 131, 135
  Largs, Formation de ... 163
  Lennard, Formation de ... 169
  Liard, Formation de ... 62
  Lodin Elv, Formation de ... 818, 826, 833,843
  Massawippi, Formation de ... 382, 394, 397
  Matawin, Formation de ... 383, 397
  Missinaibi, Formation de ... 244-248, 276, 587
  Mitchell Bluff, Formation de ... 154, 163, 173
  Muir Point, Formation de ... 51
  Muriel Lake, Formation de ... 773e
  Omaralluk, Formation d' ... 229, 254,
  Paskapoo, Formation de ... 776
  Peel Sound, Formation de ... 203
  Pierreville, Formation de ... 394
  Porcupine Hills, Formation de ... 175
  Pottery Road, Formation de ... 360
  Ravenscrag, Formation de ... 772
  Rosa, Formation de ... 163
  Saint-François-du-Lac, formation de ... 396
  Scarborough, Formation de ... 360, 367, 369
  Shell, Formation de ... 163
  Souris, Formation de ... 146
  St. Malo, Formation de ... 163
  Tee lakes, Formation de ... 163
  Thelon, Formation de ... 210
  Thorncliffe, Formation de ... 370
  Vermilion River, Formation de ... 777
  Wellsch Farm, Formation de ... 160
  Whidbey, Formation de ... 59
  Wigwam Creek, Formation de ... 248
  Woodmore, Formation de ... 163
Fort Ann, Phase ... 400
Fort George ... 200
Fort Good Hope ... 131
Fort Langley, Formation de ... 56
Fort Nelson, basses terres de ... 147
Fort Qu'Appelle ... 154
Fort Saskatchewan ... 534
Fort Selkirk ... 62
Fort Selkirk, téphra de ... 63, 70
Fort St. John ... 54, 535
Fosheim, péninsule ... 486
Foster Bugt ... 814
Fox, rivière ... 254
Fox Valley, Moraine de ... 169
Foxe, basses terres du bassin ... 297
Foxe, bassin ... 296, 316, 600
Foxe, détroit de ... 224
Foxe, Glaces de ... 195
Foxe, Glaciation de ... 215, 219, 309-310
Foxe inférieur, Glaciation du ... 310-312
Foxe moyen, Épisodes du ... 312
Foxe supérieur, Glaciation du ... 312
Frank ... 765
Frank Mackie, glacier ... 79
Franklin Bay, Stade de ... 134, 139, 142
Franklin, Complexe glaciaire de ... 488, 490
Franklin, expédition de
Franklin, monts ... 27, 108, 110, 127, 650
franklinien, géosynclinal ... 479
Fraser, basses terres du ... 46, 51, 52, 56, 738
Fraser, canyon du ... 758
Fraser, delta du ... 79, 735
Fraser, fleuve ... 28, 51, 627, 649, 652
Fraser, Glaciation de ... 54-56, 587
Fraser inférieur, canyon du ... 561
Fraser, rivière ... 283, 286
Frederick House, séquence de ... 239, 291
Fredskild, B. ... 833-842
French, H.M. ... 652-661
Frenchman, chenal ... 169
Frenchman, rivière ... 168
Friday Creek, Sédiments de ... 249
Frobisher, baie ... 296, 297

Frobisher Bay, Moraines de 315
Frontenac, arche de 230, 375, 400, 711
Fulton, R.J. 1-12, 14, 103, 187
Funder, S. 796, 799, 800-846
Fundy, baie de 440, 441, 442, 445, 446, 458, 461-464, 589
Fundy, basses terres de 440
Fundy-Cobequid, faille de 465
Fundy, épigéosynclinal de 423
Fyles, J.G. 6
Gael Hamkes Bugt 814
Gage Street 568
Galt, Moraine de 353
Gander, lac 429
Gardner, J.S. 756-767
Garibaldi, phase de 77,79
Garibaldi, zone volcanique de 26, 663. 766
Garry, île 135, 639
Gaspé, cap de 455
Gaspereau, centre de 446
Gaspereau, glaces de 446
Gaspésie 432, 454
Gatineau, rivière 288
gauchissement glacio-isostatique 171, 221, 461-464
Gayhurst, Formation de 388, 397
Gayhurst, Lac glaciaire 397
gélifluxion 144, 627, 638, 658
gélifraction 40, 144, 200, 206, 496, 654
gélisol 40, 637, 653
géliturbation 75, 454, 465, 654, 659
Gentilly, Stade de 396
Gentilly, Till de 387, 394, 397, 399
géochimie des terrains 699
géologie urbaine 789
géomorphologiques, processus
  Action de l'homme 674-685
  Action érosive des animaux 673
  Aiguille de glace 654
  Climat 621-625
  Déplacements tectoniques verticaux 661-662
  Érosion anthropique 674
  Érosion du sol 638
  Érosion éolienne 625, 638, 640
  Érosion fluviale 625
  Érosion pluviale 638, 640
  Glissement du régolite 635-637
  Influence de la physiographie 625-528
  Karstification 669
  Précipitations 623-625
  Processus de dissolution 668-669
  Processus de versants 628-642
  Processus endogènes 620
  Processus éoliens 669-670
  Processus volcaniques 663-664
  Ruissellement 640
  Température 622-623
  Tremblements de terre 662-663
  Versants rocheux 629-631
  Versants d'argile et de shale 631-635
George, baie 461
George Lake, traînée de dispersion de 707
George, rivière 283
Georgia, détroit de 25
Georgienne, baie 257
Georgienne, lobe de la baie 355, 363, 366, 371
Geraldton 230
Gilbert, glacier 79
Gilbert, rivière 748
Gilman, glacier 505
Gimli, Phase 260
glace à base froide 194
glace de ségrégation 109, 144, 241, 482, 483, 638
glace de sol 109, 144, 655
glace de surimposition 862
glace flottante 305
glace massive 132
glace morte 140
glace tempérée en regel 194
glaciation
  Amundsen, Glaciation d' 127, 133
  Banks, Glaciation de 124, 162, 487, 493
  Bliss Bugt, glaciation de 803, 826, 843
  Buckland, Glaciation de 131, 135, 139, 142
  Clausen, Glaciation de 127, 137
  Clausen-Flat River, Glaciation de 70
  Dyer, Glaciation de 310
  Éclipse, Glaciation d' 310
  First Canyon, Glaciation de 66, 70, 125, 127
  Fiskebanke, glaciation de 809-810, 830, 843
  Flakkerhuk, Glaciation de 820, 830, 844
  Foxe, Glaciation de 215, 219, 309-310
  Foxe inférieur, Glaciation du 310-312
  Foxe supérieur, Glaciation du 312
  Fraser, Glaciation de 54-56, 587
  Grande Glaciation 44, 65, 67, 162
  Hole-in-the-Wall, Glaciation de 68
  Hungry Creek, Glaciation de 72, 73, 139, 142
  Independence Fjord, glaciation d' 803, 826-827, 830, 844
  Jackfish, Glaciation de 137
  Kansien, Glaciation du 543
  Klaza, Glaciation de 60, 75
  Kluane, Glaciation de 47, 65
  Komaktorvik, Glaciation de 277
  Koroksoak, Glaciation de 277
  Labuma, Glaciation de 173
  laurentidienne, glaciation 113
  Macauley, Glaciation de 47
  Mason River, Glaciation de 127, 131, 132
  McConnell, Glaciation de 63-65
  Mirror Creek, Glaciation de 62, 63
  Nansen, Glaciation de 60, 70, 75
  Néoglaciation 229, 318
  Nouveau-Brunswick, glaciation du 432
  Reid, Glaciation de 62-63
  Saglek, Glaciation de 277
  Scoresby Sund, glaciation de 815, 818, 843
  Semiahmoo, Glaciation de 52
  Sisimiut, glaciation de 806, 807, 810, 830, 844
  Thomsen, Glaciation de 126-127, 493
  Wisconsinien, Glaciation du 132, 196, 537, 720
  Wisconsinien inférieur, Glaciation du 132, 163-165
  Wisconsinien supérieur, Glaciation du 137-143, 165-168, 594, 596
glacier
  Banks, glacier de 124
  Bugaboo, glacier 79
  Devastation, glacier 766
  Frank Mackie, glacier 79
  Gilbert, glacier 79
  Gilman, glacier 505
  Good Friday, glacier 505
  Grand glacier de la Cordillère 162
  Humboldt, glacier de 821
  Kaskawulsh, glacier 65
  Nouveau-Québec, glacier du 558
  Otto, glacier 505
  Sermilik, glacier 857
  Sverdrup, glacier 503
  Sydkap, glacier 505
  Thompson, glacier 489
  Thomsen, glacier de 126
  Tiedemann, glacier 79
  White, glacier 503, 505
Glacier, baie 26
glacier de cirque 196, 318
glacier de vallée 318, 484, 485

Glacier Peak, cendres de ... 154
glacier rocheux ... 305, 630
glacio-isostasie
  Anomalie gravimétrique à l'air libre ... 606-612
  Constante de Lamé ... 611
  Épaisseur de la lithosphère ... 608
  Loi de Hooke ... 607
  Modèle d'écoulement visqueux ... 607
  Modèle ICE-1 ... 606
  Modèle newtonien ... 609
  Modèle sismique 1066B ... 607
  Modèle temps-épaisseur ... 606
  Modèle visco-élastique ... 607
glaciolacustre, dépôt ... 36, 152, 213-214, 238-240, 2 74, 366, 387-388
glaciomarin, dépôt ... 36- 37, 214, 240, 388, 485
glaciosédimentaire, prospection ... 200, 705-710
Glauber, sel de ... 739
gleysol ... 626, 723, 725-727
glissement de terrain ... 34, 77, 200, 628-638, 663, 781
glissement pelliculaire ... 629, 638, 639, 661
glissement plan ... 84, 629, 630
glissement rétrogressif ... 84, 629, 641
glissement rotationnel ... 84, 629, 632
glissement vert (green slide) ... 758
Gods River, Sédiments de ... 246-247
Gods, rivière ... 246
Gogama ... 260
Golden Pond, traînée de dispersion de ... 707
Goldeye, lac ... 533
Goldthwait, J.W. ... 4
Goldthwait, Mer de ... 287, 388, 401, 403, 447, 455, 462, 552
Good Friday, glacier ... 505
Gouverneur, île du ... 200
Gowganda ... 260
Graham, île ... 67, 86, 480, 487, 524, 527, 746
Grand Bend ... 362
Grand glacier de la Cordillère ... 162
Grand, lac ... 429
Grand lac de l'Ours, lobe du ... 140
Grand lac des Esclaves, plaine du ... 147
Grand Marais, Moraines du ... 259
Grand, rivière ... 355, 357, 362, 366, 371
Grand-Volume, Till de ... 455
Grande Entrée, île de la ... 453
grande extinction ... 174
Grande Glaciation ... 44, 65, 67, 162
Grande rivière de la Baleine ... 262
Grands Lacs
  Climat ... 351-358
  Dépôts quaternaires ... 358-367
  Géologie du substratum rocheux ... 348-351
  Histoire du Quaternaire ... 367-374
  Physiographie ... 348, 351-358
Grands Lacs, basses terres des ... 646
Grands Lacs Nipissing ... 265-266
Grands Lacs, réavancée des ... 256
Grandview, collines ... 139
Grant, D. ... 421-467
Grant Land, monts ... 485, 491, 494, 497, 498, 499
granulat ... 466, 737-741, 770, 771
Grassmere, Lac glaciaire ... 371
Grassy, rivière ... 748
Graveyard, baie ... 134
Great Beach ... 240, 263
Great Bear, rivière ... 131, 137
Great Sand, collines ... 154
Greely, fjord ... 485
Green, pointe ... 545
Gregg, lac ... 533
Grenville, front de ... 230
Grenville, province de ... 423
Grenville, zone métasédimentaire du ... 711
Grey, îles ... 458
Grinnell, calotte glaciaire de ... 318
Grinnell, presqu'île ... 489
Groenland ...
  Climat ... 803
  Émersion holocène ... 832-833
  Géologie et physiographie ... 800-803
  Niveau marin ... 830-833
  Paléofaunes et paléoflores ... 833-842
Groenland, inlandsis du ... 490, 499, 506, 806, 810, 826, 832
Groenland, mer du ... 802, 842, 843, 844
Groenland occidental
  Dépots quaternaires ... 806-808
  Histoire du Quaternaire ... 808-813
Groenland oriental
  Dépôts quaternaires ... 814-816
  Histoire du Quaternaire ... 816-821
Groenland, plate-forme continentale
  Dépôts quaternaires ... 829-830
  Histoire du Quaternaire ... 830
Groenland septentrional
  Dépôts quaternaires ... 821-824
  Histoire du Quaternaire ... 824-827
Groenland septentrional, zone orogénique du ... 821
Grotte Valérie I, Interglaciaire de ... 126, 127
Grotte Valérie II, Interglaciaire de ... 126, 127
Gubik, Formation de ... 124, 135
Guelph, champ de drumlins de ... 355
Guelph, esker de ... 366
Guillaume-Delisle, lac ... 262, 293, 295
Gullbridge, traînée de dispersion de ... 707
Gunnbjorn Fjeld ... 814
Gunsight, mont ... 124
gyttja ... 38, 154, 281, 361, 362, 403, 710, 808
Hadley, baie ... 141
Hafichuk ... 532, 565
Haileybury ... 229
Half Way, lac ... 741
Halfway, rivière ... 68
Haliburton, hautes terres de ... 230
Hall, bassin de ... 497
Hall Land ... 822
Hall, Moraines de ... 315
Hall, péninsule de ... 296
Halton, Till de ... 365
Hamilton, plateau de ... 426
Hand, collines ... 147, 175
Hanging, lac ... 529, 566
Hants, Till de ... 440
Hare Indian, rivière ... 108, 131
Hargrave, Moraine de ... 258
Harp, rivière ... 274, 286, 287
Harper Creek, Moraine de ... 77
Harptree, Moraine de ... 169
Harricana, Moraine interlobaire d' ... 282, 289
Harrowby, Mer de ... 127, 131, 132
Hartlen, Till de ... 437
Hartman, Moraine de ... 252, 259
Hartman, réavancée de ... 259
Hatfield, vallée de ... 772
Hatt, cap ... 313
Haut-Arctique ... 109, 486, 503, 508, 587, 597, 640, 728, 729, 805, 826
Havre Aubert, île du ... 543
Hayes, lac ... 565
Hayes, lobe de ... 257-259
Hayes, rivière ... 245, 264
Hazen, fosse de ... 479
Hazen, lac ... 491, 494, 497, 499
Hazen, Moraine de ... 488, 497
Hazen, plateau de ... 485, 494, 495, 497, 499

Hearst ... 260
Hecate, détroit d' ... 33, 45
Heel, anse ... 555
Heginbottom, J.A. ... 516, 619, 620-621
Hellefisk, moraines de ... 829, 830, 843
Hemlo ... 230
Henday ... 245
Henrietta Maria, cap ... 264
Henry Kater, cap ... 311
Henry Kater, péninsule ... 311
Herbert ... 565
Herman, phase ... 170
Herman, plage ... 170, 256
Hermitage, péninsule ... 447, 449, 450, 451, 463
Herschel, île ... 114, 131, 136
Hewitt, K. ... 674-685
Highbury, Sédiments de ... 51
Highrock, Moraine de ... 257
Highwood, rivière ... 66, 67, 649
Hillsborough ... 537
Hochstetter Forland ... 814, 818, 820
Hodgson, D.A. ... 477-494
Hole-in-the-Wall, Glaciation de ... 68
Holland Marsh ... 680, 784
Holocène ... 1, 77-79, 171, 252, 295, 464, 491, 812-813, 820-821, 827, 834-836, 845-846
Homathko, rivière ... 34
Home, baie ... 319
Hooper, argiles de ... 131, 132
Hope ... 765
Hopetown, traînée de dispersion de ... 707
Horn, plateau de ... 108, 109, 140
Hornaday, rivière ... 109, 140
Horseshoe, lac ... 561
Horton, Mer de ... 132
Horton, plaine de ... 627, 668
Horton, rivière ... 132, 140
Hot Springs, anse ... 86
Hotham, cap ... 482
Hough, Lac glaciaire ... 257, 265, 373
Houghton, Lac glaciaire ... 260, 374
Houghton, Phase ... 265
Howe, détroit de ... 84, 760
Howells, rivière ... 294
Hudson, baie d' ... 28, 292-293, 600, 605, 634, 646
Hudson, basses terres de la baie d' ... 171, 207, 230, 242-251, 587, 588, 626, 646
Hudson, centre d' ... 198
Hudson, détroit d' ... 262, 293, 315, 588
Hudson, Glaces d' - Inlandsis laurentidien ... 163, 170, 195, 257, 262, 282, 289, 292
Hudson, ligne de partage d' ... 253-255
Hudson, région d' ... 230
Hudwin, Moraine de ... 258
Hughes, O.L. ... 60-73
Humber, rivière ... 357, 362
Humboldt, glacier de ... 821
Hummingbird, Till de ... 67
Hungry Creek, Glaciation de ... 72, 73, 139, 142
Hungry, ruisseau ... 136, 529
Hunker, ruisseau ... 70
Huron, lobe du lac ... 353, 355, 363, 371
Huron, Stade ... 399
Hutte Sauvage, lac de la ... 286
hydrolaccolite ... 200
Hyper Dubawnt, Lac glaciaire ... 224
Hypsithermique ... 73, 171, 266, 500, 508, 560-569
Ibyuk, pingo ... 135
iceberg ... 235
Icefield, Drift d' ... 62
Icefield, till d' ... 65
Icon, traînée de dispersion d' ... 707
Ida, baie ... 497
ignimbrite ... 87
Îles, baie des (Bay of Islands) ... 429, 448, 452
Illinoien ... 2, 59, 369, 843
Indépendancien I ... 491
Indépendancien II ... 491
Independence Fjord ... 821, 822, 824, 826-827
Independence Fjord, glaciation d' ... 803, 826-827, 830, 844
Indian, rivière ... 745
Ingolf Fjord ... 813, 821
Inhabitants, rivière ... 537
inlandsis à dôme unique ... 197, 253
inlandsis à dômes multiples ... 198, 253, 255
inlandsis ancré ... 196
Innerkip ... 361
Innerkip, Interstade d' ... 366
innuitie ... 646
innuitie occidentale ... 627
innuitie orientale ... 628
innuitien, Inlandsis ... 219, 479, 487, 493
innuitienne, orogenèse ... 800
innuitienne, province ... 479
inondation ... 86, 758-761, 777-779, 784
Inoucdjouac ... 605
Insulaire, chaîne ... 27, 724
insulaire, Domaine — tectonique de la Cordillère ... 25
interglaciaire, environnement ... 535-537
intérieur, plateau de l' ... 27
Intérieur, système de l' — Cordillère canadienne ... 27
interstade
  Érié, Interstade d' ... 370, 399
  Innerkip, Interstade d' ... 366
  Mackinaw, Interstade de ... 371, 399
  Plum Point, Interstade de ... 370, 397
  Port Talbot, Interstade de ... 361, 370, 397
  Port Talbot I, Interstade de ... 360, 370
  Port Talbot II, Interstade de ... 361, 367, 370
  Saint-Pierre, Interstade de ... 387, 360, 369, 394, 396
  Sydney, Interstade de ... 361
  Two Creeks, Interstade de ... 256, 371-374
  Wisconsinien, Interstade ... 136-137
interstadiaire, dépôt ... 360-361, 440
intervalle
  Alleröd, Intervalle d' ... 394
  Boutellier, Intervalle non glaciaire de ... 65, 75
  Olympia, Intervalle non glaciaire d' ... 52
  Saint-Pierre, Intervalle de ... 389-396
  Two Creeks, Intervalle de ... 394
  Watino, Intervalle de ... 165
intramontagneux, Domaine — tectonique de la Cordillère ... 25
Inugsuin, fjord ... 311
Inuvik ... 549
invasion marine ... 262
Iosegun, Lac glaciaire ... 170
Ipperwash, escarpement d' ... 351
Iron Strand ... 277
Iron Strand, drift d' ... 280
Iroquois, Lac glaciaire ... 356, 367, 373, 399, 400, 405, 779
Irvingtonien inférieur (Irvingtonian Land Mammal Age) ... 160
Island Falls ... 252
isobase ... 228
Isortoq, Moraine d' ... 318
Ivitak, Phase d' ... 281
Ivitaruk, Lac glaciaire ... 133
Jack, lac ... 567
Jackfish Creek, Till de ... 68
Jackfish Creek-Sylvan Lake, épisode glaciaire ... 68
Jackfish, Glaciation de ... 137
Jackson, L.E. ... 65-71
Jackson, L.E. Jr. ... 719, 720, 755, 756
Jacques, chaînon ... 108
Jaeger, île ... 311

Jakobshavn Isbrae 806, 855, 859, 861
James, baie 276, 289-292, 600, 634, 648, 738
James, basses terres de la baie 587
James, région de 230
Jamésie 558
Jameson Land 815, 818, 831, 843
Jameson Land, épisode marin de 820
Jameson Land, péninsule de 814
Jameson Land, sédiments marins de 814-816, 820, 831, 834, 843
Jane Camp 765
Jasper 68, 71
Jesse, Till de 127, 133, 134
Joggins, Till de 440
Johnston, Lac glaciaire 256
Johnston, W.A. 4
Johnville, Till de 382, 387, 392
Jøkelbugt 81
jökulhlaup 86, 637, 640, 759
Juan de Fuca, dorsale 25, 26
Juan de Fuca, plaque 25
Judge Daly, promontoire 495, 497
Judith River 771
Judith River, Formation de 772
K-Ar 63
Kabinakagami, rivière 249
Kabinakagami, sédiments de 251
Kaersok, rivière 133, 136
Kaffehavn, Interglaciaire de 809-810, 831, 834
Kaffehavn, sédiments marins de 843
Kaishak, Moraine de 259
kame 34, 153, 213, 274
Kaminak, lac 212, 216
Kamloops 79, 84
Kamloops, lac 38
Kamloops Lake, Drift de 55
Kanairiktok, rivière 286
Kananaskis, rivière 547
Kangalaksiorvik, fjord 280
Kangalaksiorvik, Moraine de 283
Kangerdlugssuaq 827
Kangilo, Sous-étage de 318
Kanguk, Formation de 124
Kansanien 173
Kansien, Glaciation du 543
Kap Alexander 805, 821
Kap Farvel 805, 813
Kap Kobenhavn, Formation de 124, 822, 824, 825, 833, 837, 843
Kap Mackenzie, Stade de 818
Karrow, P.F. 343-374
karst 784-785
karstification 625, 669
Kaskawulsh, glacier 65
Kate's, lac 549
Kay, pointe 135
Kazan, bassin de 213
Kazan, hautes terres de 230
Kazan, Lac glaciaire 224
Kazan, rivière 216
Keele, rivière 73, 137
Keele, rivière 137
Keewatin, centre d'accumulation du 252
Keewatin, district de 216-217, 226, 272, 595
Keewatin, dôme du 198
Keewatin, Glaces du — Inlandsis laurentidien . . 163, 169, 170, 195, 315, 494
Keewatin, ligne de partage du 195, 212, 218, 592, 602
Keewatin, Secteur du — Inlandsis laurentidien 137, 141, 163, 195
Keewatin-Mackenzie, plateau 192
Kellett, Till de 126
Kelly Lake, Moraine de 140
Kelowna 79, 563
Kendall, île 135
Kendall, Sédiments de 126, 131, 132
Kennebecasis, rivière 648
Kennedy, passage 495, 497
kettle 36, 110, 153, 213, 274, 786
Kidd Creek, traînée de dispersion de 707
Kidluit, Formation de 126, 131, 135
Killinek, île 283
Kincaid, Lac glaciaire 169
King Christian, île 480, 485, 486
King, pointe 135
King William, île 207
Kinogévis, Phase de 291
Kinojévis, rivière 291
Kipling, Till de 249
Kirkfield, exutoire de 257, 373
Kirkland Lake, traînée de dispersion de 707
Kitchener 786
Kitimat 46, 84, 597
Kitimat, baie de 86
Kitimat, inlet 84
Kittigazuit, Formation de 127, 131, 135
Kivivic, ligne de partage de 294
Klassen, R.A. 665-667
Klassen, R.W. 103, 145-175
Klattasine, ruisseau 666
Klaza, Glaciation de 60, 75
Klaza, rivière 62
klippe 462
Klondike 33, 745
Klondike, graviers du 67, 70
Klondike, placers du 80
Klondike, plateau de 71
Klondike, rivière 34, 67
Kluane, Drift de 62, 63
Kluane, Glaciation de 47, 65
Kluane, lac 38, 62
Kodiak, île 523,524
Koerner, R.M. 500-509
Kog Oscars Fjort 814
Kogalu, aminozone de 280, 309
Kogaluk, rivière 286
Komaktorvik, Glaciation de 277
Komaktorvik, zone d'altération de 277
Komakuk Beach 135
Kootenay, col 758
Kootenay, lac 34
Kootenay, rivière 34
Korah, Phase de 260, 289
Koroc, rivière 285
Koroksoak 277
Koroksoak, Glaciation de 277
Koroksoak, zone d'altération de 277
Koy-Yukon, événement thermique de 529
Krieger, monts 489
Kugmallit, baie 135
Kuujjuarapik 274, 291
Kwataboahegan, rivière 246, 249
La Grande rivière 200, 264, 270, 295
La Guadeloupe, Moraine de 400
La Have, rivière 441
Labrador 281, 283-287, 294, 566, 634
Labrador, centre du 252
Labrador, fosse du 270, 294, 559
Labrador, Glaces du . . . . 195 , 282, 289, 292, 315
Labrador, ligne de partage du 195, 592
Labrador, Mer du 196, 802, 842, 843, 844, 846
Labrador, Secteur du — Inlandsis laurentidien 163, 195, 281, 283, 286, 464
Labuma, Glaciation de 173

Labuma, Till de 44, 65, 162
Lac glaciaire
  Agassiz, Lac glaciaire 137, 152, 208, 209, 214, 777
  Algonquin, Lac glaciaire 356, 361, 362, 366, 367, 371, 373, 374,779
  Athabasca, Lac glaciaire 171
  Barlow, Lac glaciaire 238, 289, 552, 558
  Barlow-Ojibway, Lac glaciaire 238, 591
  Bigstick, Lac glaciaire 169
  Champlain, Lac glaciaire 373, 379, 388
  Chippewa, Lac glaciaire 260
  Cree, Lac glaciaire 208
  Duluth, Lac glaciaire 257
  Gayhurst, Lac glaciaire 397
  Grassmere, Lac glaciaire 371
  Hough, Lac glaciaire 257, 265, 373
  Houghton, Lac glaciaire 260, 374
  Hyper Dubawnt, Lac glaciaire 224
  Iosegun, Lac glaciaire 170
  Iroquois, Lac glaciaire 356, 367, 373, 399, 400, 405, 779
  Ivitaruk, Lac glaciaire 133
  Johnston, Lac glaciaire 256
  Kazan, Lac glaciaire 224
  Kincaid, Lac glaciaire 169
  Lampsilis, Lac glaciaire 405, 406, 558
  Leduc, Lac glaciaire 170
  Lost Mountain, Lac glaciaire 170
  Lundy, Lac glaciaire 371
  Masik, Lac glaciaire 133
  Mattawaskin, Lac glaciaire 292
  Maumee, Lac glaciaire 356, 366, 371
  McConnell, Lac glaciaire 137, 171, 207, 208, 213
  McLean, Lac glaciaire 285
  Meadow, Lac glaciaire 170, 219
  Melfort, Lac glaciaire 170
  Memphrémagog, Lac glaciaire 400
  Minong, Lac glaciaire 257, 374
  Minto, Lac glaciaire 293
  Nahanni, Lac glaciaire 67
  Nakina, Lac glaciaire 259
  Nantais, Lac glaciaire 293
  Naskaupi, Lac glaciaire 285, 600
  Nepisiguit, Lac glaciaire 446
  Nipigon, Lac glaciaire 99
  Nipissing, Lac glaciaire 366
  Ogilvie, Lac glaciaire 260
  Ojibway, Lac glaciaire 171, 238, 272, 291, 552, 558, 779
  Old Wives, Lac glaciaire 169
  Ostram, Lac glaciaire 260
  Paix, Lac glaciaire de la 152, 170
  Peace, Lac glaciaire 68, 71, 221
  Peel, Lac glaciaire 357
  Regina, Lac glaciaire 152, 170
  Saltcoats, Lac glaciaire 170
  Saskatchewan, Lac glaciaire 170
  Schomberg, Lac glaciaire 366, 367
  Souris, Lac glaciaire 169, 170
  Stanley, Lac glaciaire 257, 260, 265, 373
  Sultan, Lac glaciaire 260
  Unity, Lac glaciaire 170
  Vermont, Lac glaciaire 373, 388, 400
  Warren, Lac glaciaire 356, 366, 371, 569
  Whittlesey, Lac glaciaire 356, 366, 371
  Wollaston, Lac glaciaire 208
Lac Saint-Jean 288
Lac Seul, Moraine de 259
lacustre, dépôt 38
Lady Franklin, baie 497
Laflamme, Mer de 288
lahar 87
Laki, éruption du 508
Lamoral, Till de 70
Lampsilis, Lac glaciaire 405, 406, 558
Lancaster, détroit de 215, 219, 600
Langare, île 524
Langelandselv, Interglaciaire de 818, 834
Langelandselv, sédiments de 831, 843
Langis, Till de 455
Lansdowne House 252
Largs, Formation de 163
Larsen, H.C. 827-830
Lateral, lac 530
Laurentides 288-289, 387, 389, 396, 407
Laurentides, hautes terres des 274
Laurentides, plateau des 557
laurentidien, Inlandsis 44-45, 195-198, 322-323, 389, 430, 432, 453, 454, 459, 462, 464, 483, 485, 488, 489, 491, 529, 725, 779
laurentidienne, glaciation 113
Laurentien, chenal 34, 425, 428, 451, 452, 454, 458, 459, 465
Laurentien, plateau 375
Laurentienne, Moraine 452
Laurentienne, rivière 367
Laurentienne, vallée 350, 351, 359, 369
laurentiennes, hautes terres 274, 281, 425
Laverlochère, Moraine de 289
Lawrencetown, Till de 440
Le Bassin, lagune 543
Leaf, lac 746
Leduc, Lac glaciaire 170
Leinan, Moraine de 169
Leitches, ruisseau 545
Lennard, Formation de 169
Lennoxville, Till de 397, 399
Lethbridge, Moraine de 165
Liard, basses terres de la rivière 63
Liard, Formation de 62
Liard, rivière 28, 44, 109, 137, 528
lichénométrie 77
Liddon, golfe 493
Liddon, Till de 134, 493
Lièvre, rivière du 288
ligne d'ancrage 235
ligne de partage glaciaire
  Hudson, ligne de partage d' 253-255
  Keewatin, ligne de partage du 195, 212, 218, 592, 602
  Kivivic, ligne de partage de 294
  Labrador, ligne de partage du 195, 592
  M'Clintock, Ligne de partage de 141, 195, 218
Lillooet 51, 75, 563, 564
Lillooet, lac 38
Limestone, île 524
Limestone, Moraine interlobaire de 236, 256, 260
Limestone, rivière 246
limite des arbres 76, 127, 228
limite marine 226-227
Lincoln, mer de 826, 844
Little Drunken, Moraine de 287
Little Timber, téphra de 72, 531
Liverpool, baie 131
Liverpool Land 815
loam 445
lobe
  Acadiens, lobe de la baie des 440, 447
  des Moines, lobe 256
  Érié, lobe du lac 353, 363, 365, 371
  Georgienne, lobe de la baie 355, 363, 366, 371
  Grand lac de l'Ours, lobe du 140
  Hayes, lobe de 257-259
  Huron, lobe du lac 353, 355, 363, 371
  Michigan, lobe du lac 256, 373
  Ontario, lobe du lac 353, 355, 363, 371, 373, 569
  Pluie, lobe du lac à la 259-260

Prince Alfred, lobe de 133, 136
Prince of Wales, lobe de 133, 134, 141
Puget, lobe de 56
Rouge, lobe de la rivière 254, 256
Simcoe, lobe du lac 355, 371
Souris, lobe de 169
St. Louis, lobe de 256
Supérieur, lobe du lac 252, 259-260
Thesiger, lobe de 133
Weyburn, lobe de 169
Windigo, lobe de 235
lobe de piedmont 197
lobe de solifluxion 189
Locat, J. 779-784
Lochart, phase 170, 256
Lockport 779
Lodin Elv, Formation de 818, 826, 833,843
loess 57, 154, 357, 669, 726
Lofty, lac 550, 564, 532
Logan, faille de 374, 375
Logan, mont 27, 628
Lonely, ruisseau 60
Long Creek, chenal 169
Long Range, monts 426, 447, 448, 450
Lost Mountain, Lac glaciaire 170
Lougheed, île 482, 485
Louis, lac 558
Louscoone Inlet, faille de 26
Low, A.P. 4
Lowther, île 494
Lucknow, rivière 362
Lumby 53
Lundy, Lac glaciaire 371
luvisol 60, 75, 723, 725-728
Lynn, lac 566
M, lac 549
M'Clintock, chenal 189, 203
M'Clintock, Dôme de 142, 144, 223
M'Clintock, ligne de partage de 141, 195, 218
M'Clure, détroit de 109, 133, 493
M'Clure, Stade de 127, 133, 134, 136, 141, 142
Mabou 545
MacAlpine, Moraine de 208, 222
Macauley, Drift de 65
Macauley, Glaciation de 47
MacDonald, G.M. 73-77
Mackay, J.R. 6
Mackenzie, bassin du 127
Mackenzie, delta du 77, 108, 109, 549, 627, 648
Mackenzie, district de 25, 105, 127
Mackenzie, fleuve 28, 34, 135, 140, 644, 648, 650, 768
Mackenzie, monts 27, 44, 65, 127, 135, 528, 628, 650, 724
Mackenzie, Moraine de 259
Mackinaw, Interstade de 371, 399
MacLaughlin, étang 567
Madawaska, Phase de 446
Madeleine, bancs de la 425, 432, 440, 445, 451-453
Madeleine, îles de la 452-453, 543, 783
Mahone, baie 437, 464
Main Brook, Till de 436, 457
Maitland, rivière 362
Maktak, fjord 305
malacologie 309, 520
Malpèque, baie de 446
Man O'War, pic 283
Manicouagan, rivière 274, 287
Manitoba 217, 248-249, 272
Manitoba, escarpement du 146, 768, 777
Manitoba, lac 779
Manitoba, plaine du 147
Manitou, lac 748
Manitou-Matamec, Moraine de 287
Manitoulin, île 351
Mansel, île 255
Mapleguard, Sédiments de 52
marais 733
Marathon 239
Marcotte, lac 567
marécage 240, 743-733
Margaree, rivière 441
Margaretsville 442
marin, dépôt 38, 240, 274, 388-389, 442, 485-486
Marion, lac 561, 563
Maritimes, plaine des 425
Marks-Mackenzie, complexe morainique de 252, 259
Marlboro, Till de 68
marmorisation 729
marne 38, 741
Marquette, avancée de 170
Marquette, réavancée de 252, 259, 373
Marsh Creek, Till de 67
Mary Sachs, ruisseau 127, 133
Maryhill, Till de 366, 371
Masik, Lac glaciaire 133
Maskinongé, lac 288
Mason River, Glaciation de 127, 131, 132
Massawippi, Formation de 382, 394, 397
Masset, inlet 32
Matachewan, traînée de dispersion de 707
Matapédia, rivière 454
Matawin, Formation de 383, 397
Matheson 252
Mathewes, R.W. 519
Matheson, Till de 252
Mattagami, rivière 249
Mattawa 260
Mattawa, exutoire de 373
Mattawaskin, Lac glaciaire 292
Matthews, J.V. 519-527, 535-537, 546-547, 559-569
Matthews, W.H. 32-35, 71-73
Matuyama, Zone de polarité inverse de 2, 72, 115, 160, 162, 487, 825
Maumee, Lac glaciaire 356, 366, 371
Maunsell, Till de 67, 162
maximaliste, modèle 121, 479
Maycroft, Till de 67
Mayo 63
Mazama, cendres du 154
Mazama, éruption du 563
Mazama, téphra de 57, 171, 563, 565
McAndrews, J.H. 519, 569-571
McBeth, fjord 311, 312
McCarron Brook, Till de 440
McConnell, Glaciation de 63-65
McConnell, Lac glaciaire 137, 171, 207, 208, 213
McConnell Lake, Moraine de 260, 289
McConnell, Till de 63
McDougall, col 71, 139
McGerrigle, batholite de 455
McGerrigle, monts 455, 457
McKinnon Creek 745
McLean, Lac glaciaire 285
McLeod, rivière 746
Meadow, Lac glaciaire 170, 219
Meadow, ruisseau 53
Meadowcliffe, Till de 370
Meager, mont 766
Mealy, monts 281
Mécatina, plateau de 425, 426
Mécatina, rivière 287
Medicine Hat 154, 531
Meek Point, Mer de 133
Mégantic, mont 375, 379
Mégantic, Moraine de 400

Meguma, Groupe de . . . 748
Meighen, calotte glaciaire . . . 500, 505, 506, 508
Meighen, île . . . 546, 627
Meleze, lac . . . 549
Mélèzes, rivière aux . . . 293
Melfort, Lac glaciaire . . . 170
Melville Bugt . . . 805, 806, 807, 812, 859
Melville, collines . . . 108
Melville, île . . . 134, 481, 485, 487, 488, 489, 491, 494, 500, 666
Melville, lac . . . 274, 281
Melville, péninsule de . . . 208, 296, 297, 316
Memphrémagog, lac . . . 379
Memphrémagog, Lac glaciaire . . . 400
mer
  Acadia, Mer d' . . . 446
  Bell, Mer de . . . 246, 251
  Big, Mer . . . 126, 133
  Champlain, Mer de . . . 257, 373, 379, 387-389, 396, 399, 400, 401-403, 405, 552, 626, 726, 727
  De Geer, Mer de . . . 442, 446, 462, 463
  Goldthwait, Mer de . . . 287, 388, 401, 403, 447, 455, 462, 552
  Harrowby, Mer de . . . 127, 131, 132
  Horton, Mer de . . . 132
  Laflamme, Mer de . . . 288
  Meek Point, Mer de . . . 133
  post-Banks, Mer . . . 125
  pré-Amundsen, Mer . . . 127, 133
  pré-Banks, Mer . . . 124
  pré-Thomsen, Mer . . . 126
  Prince Gustav Adolph, Mer de . . . 485
  Schuyter Point, Mer de . . . 133, 141
  Tyrrell, Mer de . . . 262-265, 272, 552, 558
Mercy, baie . . . 133
Mercy, Till de . . . 134
Meta Incognita, péninsule . . . 293, 318
Metabetchouane, pause de . . . 288
Meteor, lac . . . 748
Metisko, lac . . . 739
Mic Mac, terrasse de . . . 389, 461
Michigan, bassin du lac . . . 348, 349, 373
Michigan, lobe du lac . . . 256, 373
Middle, rivière . . . 440
Middleport, sous-stade de . . . 570
Milankovitch, cycle de radiation solaire de . . . 588
Milk, rivière . . . 746
Miller, ruisseau . . . 437, 545
Millville-Dungarvon, Phase de . . . 446
Milne, inlet . . . 313
Milne Land, stade de . . . 815, 820, 844, 846
Milverton, Moraine de . . . 356
minéraux insolubles (resistates) . . . 702
Mines, bassin des (Minas Basin) . . . 441, 442, 463
Mingan, crête sous-marine . . . 425
Minong, Lac glaciaire . . . 257, 374
Minto, inlet . . . 141
Minto, Lac glaciaire . . . 293
Minto, soulèvement de . . . 105
Miramichi . . . 780
Miramichi, hautes terres de . . . 443, 445
Mirror Creek, Drift de . . . 65
Mirror Creek, Glaciation de . . . 62, 63
Missinaibi, Formation de . . . 244-248, 276, 587
Missinaibi, rivière . . . 245, 246
Missouri, coteau du . . . 146, 768
Mistassini, lac . . . 270
Mistaya, rivière . . . 652
Mitchell Bluff, Formation de . . . 154, 163, 173
Mitis, terrasse de . . . 457
Mohawk, rivière . . . 369, 373, 400
Moisie, rivière . . . 287
Mokowan, butte . . . 65, 70
mollisol . . . 84, 144, 638, 639, 658-661, 729
monadnock . . . 387
Monashee, monts . . . 758
Montérégiennes, collines . . . 374, 389, 401
Montgomery . . . 770
Montreal, rivière . . . 252
Mooneshine, Drift de . . . 309
Moore, lac . . . 533, 564
Moore Lake . . . 532
Moorhead, Phase . . . 256
Moose Jaw . . . 532
Moose, mont . . . 147
Moose, rivière . . . 249
moraine
  Aguanus-Kenamiou, Moraine d' . . . 287
  Agutua, Moraine d' . . . 240, 259, 260
  Aikins, Moraines d' . . . 169
  Alcock, moraine d' . . . 453
  Arnott, Moraine d' . . . 260
  Baie-Trinité, Moraines de . . . 287
  Beaver River, Moraine de . . . 170
  Beaverhouse, moraine de . . . 260
  Bedford Hills, Moraine interlobaire de . . . 256
  Belair, Moraine interlobaire de . . . 255, 256
  Belles-Amours, Moraine de . . . 286
  Bradore, Moraine de . . . 286
  Breslau, Moraine de . . . 366
  Burntwood-Knife, Moraine interlobaire de . . . 213
  Cartier-McConnell Lake, moraines de . . . 260
  Chapleau, Moraine de . . . 233
  Cherry River, Moraine de . . . 400
  Cockburn, Moraines de . . . 222
  Coffin Island, moraine de . . . 453
  Colville, Moraines de . . . 141
  Condie, Moraine de . . . 170
  Côte-Nord, Moraine de la . . . 274, 287
  Cowan, Moraine de . . . 170
  Cree Lake, Moraine de . . . 170, 207, 257
  Daigle, Moraine du Lac . . . 287
  Darlingford, Moraine de . . . 170
  Dirt Hills, Moraine de . . . 169
  Ditchfield, Moraine de . . . 400
  Dog Lake, Moraine de . . . 259
  Dog Lakeet, Moraine de . . . 252
  Dummer, Moraine de . . . 366
  Dunn Peak, Moraine de . . . 77
  Eagle-Findlayson, moraines d' . . . 256
  Ekalugad, Moraine d' . . . 319
  Elmira, Moraine d' . . . 353
  Forcier, Moraine de . . . 222
  Fox Valley, Moraine de . . . 169
  Frobisher Bay, Moraines de . . . 315
  Galt, Moraine de . . . 353
  Grand Marais, Moraines du . . . 259
  Hall, Moraines de . . . 315
  Hargrave, Moraine de . . . 258
  Harper Creek, Moraine de . . . 77
  Harptree, Moraine de . . . 169
  Harricana, Moraine interlobaire d' . . . 282, 289
  Hartman, Moraine de . . . 252, 259
  Hazen, Moraine de . . . 488, 497
  Hellefisk, moraines de . . . 829, 830, 843
  Highrock, Moraine de . . . 257
  Hudwin, Moraine de . . . 258
  Isortoq, Moraine d' . . . 318
  Kaishak, Moraine de . . . 259
  Kangalaksiorvik, Moraine de . . . 283
  Kelly Lake, Moraine de . . . 140
  La Guadeloupe, Moraine de . . . 400
  Lac Seul, Moraine de . . . 259
  Laurentienne, Moraine . . . 452
  Laverlochère, Moraine de . . . 289

Leinan, Moraine de ... 169
Lethbridge, Moraine de ... 165
Limestone, Moraine interlobaire de ... 236, 256, 260
Little Drunken, Moraine de ... 287
MacAlpine, Moraine de ... 208, 222
Mackenzie, Moraine de ... 259
Manitou-Matamec, Moraine de ... 287
McConnell Lake, Moraine de ... 260, 289
Mégantic, Moraine de ... 400
Milverton, Moraine de ... 356
Nakina, Moraine de ... 259
Nickerson, Moraine de ... 256
Nipigon, Moraine de ... 233, 259
Noodleook, Moraine de ... 283
Oak Ridges, Moraine d' ... 350, 353, 355, 357, 363, 366, 370, 371, 401
Orangeville, Moraine d' ... 353
Paradise, Moraine de ... 281
Paris, Moraine de ... 353, 788
Pasquia, Moraine de ... 258
Pelee-Lorraine, Moraine de ... 362
Petlura, Moraine de ... 170
Piedmont, Moraines de ... 446
Pinard, Moraine de ... 260
Port Huron, Moraine de ... 371
Qu'Appelle, Moraine de ... 170
Roulier, Moraine de ... 260, 289
Sachigo, Moraine interlobaire de ... 236, 256, 257
Saglek, Moraines de ... 277
Saint-Antonin, Moraine de ... 386, 403
Saint John, moraine de ... 446
Saint-Narcisse, Moraine de ... 274, 383, 387, 388, 396, 401, 405, 407
Sainte-Marie, Moraine de ... 454
Sakami, Moraine de ... 274 , 291, 558
Sand Hills, Moraine de ... 133
Sipiwesk-Cantin, moraines de ... 258
Stoke, moraine des monts ... 400
Stoughton, Moraine de ... 169
Tasiuyak, Moraines de ... 283
Ten Mile Lake, Moraine de ... 450, 455, 465
The Pas, Moraine de ... 168, 221
Thomson, Moraine de ... 169
Tingwick-Ulverton, Moraine de ... 400
Tinutyaruik, Moraine de ... 281
Tutsieta Lake, Moraine de ... 138, 139
Two Loon, Moraine de ... 283
Two Rivers, Moraine de ... 256
Waterdown, moraine de ... 569
Waterloo, Moraine de ... 353, 357
Whitewater, Moraine de ... 259
Windigo, Moraine de ... 240
Wyoming-Banks, moraines de ... 371
Wyoming, Moraine de ... 353, 371
Moraine, lac ... 566
moraine à noyau de glace ... 225, 558
moraine bosselée ... 36, 109, 139, 141, 155, 270, 445, 725, 726, 729, 829
moraine cannelurée ... 728
moraine côtelée ... 194, 207, 235, 270, 728
moraine de cisaillement ... 141
moraine de De Geer ... 210, 235, 272, 288, 300, 445
moraine de désintégration ... 70, 194, 534
moraine de fond ... 80, 168, 270, 725, 728
moraine de kame ... 214, 236, 353, 446, 448
moraine de limite d'ancrage ... 240, 260, 459
moraine de poussée ... 210, 259, 829
moraine de ré-équilibre ... 287, 289, 292
moraine de retrait ... 168, 497
moraine de Rogen ... 728
moraine frontale ... 86, 133, 137, 168, 207, 233, 274, 353, 485, 485
moraine fuselée ... 34, 208, 233, 270, 351, 445
moraine glacitectonique ... 168
moraine interlobaire ... 168, 235, 236, 274, 353
moraine latérale ... 223, 306, 310, 484
moraine ondulée ... 157
moraine radiale ... 235
moraine récessionnelle ... 235
moraine réticulée ... 224
moraine terminale ... 133, 138, 484
moraine transversale de vallée ... 300
Morgan Bluffs, Interglaciaire de ... 124, 126
Morgan, falaise de ... 124
Morison, S.R. ... 741-748
Mornington, Till de ... 365, 371
Mosquito Gulch, téphra de ... 70
Mott, R.J. ... 519, 537-552
Moulin, rivière du ... 748
Mount Pleasant, traînée de dispersion de ... 707
Mountain, rapides ... 253
Mountain, rivière ... 137
mouvement de masse ... 34, 144, 407, 483, 781
Muchalat River, Drift de ... 52
Muir Point, Formation de ... 51
Munro, esker de ... 236, 240
Murdochville, hautes terres de ... 455
Muriel Lake, Formation de ... 773e
muskeg ... 729
Nachvak, fjord ... 277, 281
Nachvak, Phase ... 281
Nahanni ... 766
Nahanni, chaînon ... 137
Nahanni, Lac glaciaire ... 67
Nahanni, North ... 766
Nahanni, South ... 137
Nahanni Sud, rivière ... 66, 67, 70
Nakina, Lac glaciaire ... 259
Nakina, Moraine de ... 259
Nansen, détroit de ... 482
Nansen, Glaciation de ... 60, 70, 75
Nantais, Lac glaciaire ... 293
Nares, détroit de ... 487, 494, 496, 497, 499, 810, 821, 826, 827, 832, 840, 843, 844
Naskaupi, Lac glaciaire ... 285, 600
Naskaupi, rivière ... 286
Nastapoca, rivière ... 292, 293
Natashquan, rivière ... 287
Nebraskien, Stade du ... 532
Neidpath, déversoir ... 169
Nejaniliné, plaine de ... 203
Nelson, fleuve ... 196, 205, 230, 245, 626
Nelson, rivière ... 125
Néo-Écossaise, plate-forme ... 426, 458, 459, 463
Néoglaciaire ... 77
Néoglaciation ... 229, 318
néotectonique ... 781
Nepisiguit, Lac glaciaire ... 446
Nepisiguit, rivière ... 445
Nettling, lac ... 297
névé ... 34, 503
Newcastle, falaise de ... 370
Newman, baie ... 495
Niagara, escarpement du ... 350, 351, 356, 358, 366, 371, 373, 569
Niagara, rivière ... 351, 357
Nicholson, péninsule ... 131, 135
Nickerson, Moraine de ... 256
Nicolet, Stade de ... 394
Nina, lac ... 567
Nipigon, exutoire de ... 260
Nipigon, Lac glaciaire ... 99
Nipigon, Moraine de ... 233, 259
Nipigon, Phase ... 259

Nipigon, plaine de 230
Nipissing 362
Nipissing, Lac glaciaire 366
Nipissing, Phase 362, 363, 374
Nipiwan 171
Nissouri, Stade de 365, 370
Nith, rivière 355, 366, 370
nivation 655
Noeick, rivière 666
Noodleook, Moraine de 283
Nootka, faille 25
nord-américaine, plaque 23, 26
Nord-Ouest, Territoires du 549, 566
Nordegg 533
Nordvestfjord 814
Norfolk, plaine de sable de 366
Norman, chaînon 108, 140
North Bay 257, 289
North Bay, exutoire de 257, 265, 362, 374, 401
North Klondike, rivière 67
North Knife, rivière 205
North, mont 459
North Nahanni 766
North Redstone, rivière 137
Northern, péninsule 447, 450
Northumberland, détroit de 425, 441, 447, 461, 463, 464
Norvège, mer de 802, 842, 843, 844
Norvégienne, baie 486
Notre-Dame, baie 426, 448
Notre-Dame, monts 375, 379, 426
Nottaway, rivière 270, 276
Nouveau-Brunswick, glaciation du 432
Nouveau-Brunswick, hautes terres du 426, 465
Nouveau-Québec 283-287, 294, 397
Nouveau-Québec, glacier du 558
Nouvelle-Écosse, hautes terres de la 426, 435, 437, 466
Nûgssuaq, baie de 802
nunatak 219, 277, 401, 430, 446, 459, 485, 524, 559, 805, 807
O'Laws, lac 441
Oak Ridges, Moraine d' 350, 353, 355, 357, 363, 366, 370, 371, 401
Obed, avandée d' 68
Occhietti, S 343-348, 374-407
Ochre, rivière 127
Odanak, Till d' 392
Ogilvie, Lac glaciaire 260
Ogilvie, mont .... s 27, 65, 725, 761
Ojata, plage 256
Ojibway, Lac glaciaire 171, 238, 272, 291, 552, 558, 779
Oka, colline d' 375
Okak, baie 283
Okanagan Centre, Drift d' 52, 53
Okanagan, rivière 627
Okanagan, vallée de l' 563
Old Crow 75, 534
Old Crow, Bassin d' 124, 521
Old Crow, plaine d' 33, 71, 72, 529
Old Crow, rivière 529, 531
Old Crow, téphra d' 65, 72, 529
Old Man, rivière 152
Old Wives, Lac glaciaire 169
Oldman, rivière 44, 45, 66, 67
Olduvai, Sous-zone polaire normale d' 160
Olduvai, Zone polaire d' 1
Olympia, Interglaciaire d' 52
Olympia, Intervalle non glaciaire d' 52
Omaralluk, Formation d' 229, 254
Omineca, Domaine d' — tectonique de la Cordillère 24
Omineca, monts 27, 60
Onondaga, escarpement d' 351, 371
Ontario, enclave argileuse de l' 291
Ontario, île d' 363, 371
Ontario, lobe du lac 353, 355, 363, 371, 373, 569
Opasatika, rivière 246
Opemiska, lac 291
Orangeville, Moraine d' 353
Orford, mont 379
ostiole 144, 189, 659, 661
Ostram, Lac glaciaire 260
Ottawa 257
Ottawa, îles 254, 292, 597
Otto, glacier 505
Ouareau, rivière 288
Ouest, système de l' — Cordillère canadienne 27
Outaouais, rivière des 270, 289, 375, 379, 646, 648, 727
Outaouais, vallée de l' 257, 260, 373, 379, 380, 383, 388, 396, 399, 401, 405, 406
Owl Creek, traînée de dispersion d' 708
oxygène, composition isotopique de l' .. 198, 506, 508, 588, 842
pacifique, plaque 23, 25
Paix, Lac glaciaire de la 152, 170
Paix, rivière de la 28, 44, 54, 137, 534, 634, 746, 777
paléo-écologie
  Analyse pollinique 520
  Atlantique canadien 537-546
  Corridor non englacé 532-535
  Colombie-Britannique 73-75
  Cordillère orientale 76-77
  Dendrochronologie 520
  Holocène 559-560
  Île Graham 524-527
  malacologie 520
  Ouest canadien 527-535
  Plaines intérieures méridionales du Canada 172-174
  Yukon 75-76
paléobotaniques, dossiers 521
paléomagnétisme 3, 72, 305
paléoplacer 741, 743, 745
paléorivage 589
paléosol 72, 449
palse 189, 241, 275, 482, 626, 657, 808
paludification 549, 566
palustre, dépôt 362
palynologie 309
palynostratigraphie 77
Panama, isthme de 173
Pangnirtung 296
Paradise, Moraine de 281
Paris, Moraine de 353, 788
Parry, passage 479-481, 483, 485
Parry, péninsule 135, 140
partage glaciaire, ligne de 195
Paskapoo, Formation de 776
Pasley, plaine de 203
Pasley, rivière 206
Pasquia, Moraine de 258
Patorfik, sédiments marins de 809, 834
Patricia, centre de 252-253
Patricia, district de 252
Payne, centre de 293
Peace, Lac glaciaire 68, 71, 221
Pearlette, cendres de 154, 162
Peary Land 821-827
pédiment 124
pédogenèse 34, 483, 721, 723
Peel, Lac glaciaire 357
Peel, plateau de la rivière 27, 67
Peel, rivière 73, 127
Peel Sound, Formation de 203
Peel Sound, Grès de 210
Pelee-Lorraine, Moraine de 362
Pelee, pointe 362
Pelican, monts 147

Pelly, monts . . . 27
Peltier, W.R. . . . 585, 606-612
Pembina, déversoir de . . . 170
Penny, Glaces de . . . 195
Penny, surface d'érosion . . . 479
Penokean, collines . . . 230
Pentecôte, rivière . . . 784
Penticton . . . 79
Perch, lac . . . 567
pergélisol . . . 32, 144, 275, 482, 652, 655, 729
pergélisol continu . . . 109, 189
pergélisol discontinu . . . 109, 189
périmarin, dépôt . . . 126
période zéro . . . 653
Peterborough, champ de drumlins de . . . 351
Petermann, fjord . . . 495
Petit âge glaciaire . . . 79, 192, 318, 491, 508, 509, 763, 870
Petite Matane, Till de . . . 455
Petite Nation, rivière . . . 288
Petlura, Moraine de . . . 170
Phair, lac . . . 563, 564
phase
  Angliers, Phase d' . . . 291
  Aylen, Phase d' . . . 289
  Bantalor, Phase de . . . 446
  Belleville, Phase . . . 399, 401
  Bessborough, Phase de . . . 68
  Campbell, Phase . . . 137, 170
  Cass, Phase de . . . 256
  Chignecto, Phase de . . . 446
  Clayhurst, Phase de . . . 68
  Emerson, Phase . . . 170, 259
  Fort Ann, Phase . . . 400
  Garibaldi, Phase de . . . 77,79
  Gimli, Phase . . . 260
  Herman, Phase . . . 170
  Houghton, Phase . . . 265
  Ivitak, Phase d' . . . 281
  Kinogévis, Phase de . . . 291
  Korah, Phase de . . . 260, 289
  Lochart, Phase . . . 170, 256
  Madawaska, Phase de . . . 446
  Millville-Dungarvon, Phase de . . . 446
  Moorhead, Phase . . . 256
  Nachvak, Phase . . . 281
  Nipigon, Phase . . . 259
  Nipissing, Phase . . . 362, 363, 374
  Plaster Rock-baie des Chaleurs, Phase de . . . 446
  Sabine, Phase de . . . 135, 139
  Sheguiandah, Phase de . . . 289
  Témiscaming, Phase de . . . 289
  Tutsieta Lake, Phase de . . . 132, 134, 138, 139, 140, 142
Piedmont, Moraines de . . . 446
pierres, cercle de . . . 483
Pierreville, Formation de . . . 394
Pierreville, varves de . . . 394
Pinard, Moraine de . . . 260
Pine, pointe . . . 668
Pinecrest, lac . . . 561
pingo . . . 482, 657, 808, 816, 824
Pipun, Stade . . . 171
Pittock, lac . . . 361
Pitz Lake, bassin de . . . 708
placer . . . 741
placer aurifère . . . 531
  Alluvial . . . 742
  Colluvial . . . 741-742
  De ravin . . . 742
  Enrichissement secondaire . . . 741
  Fluviatile . . . 742
  Glaciaire . . . 742-743
  Littoral . . . 743
  Répartition stratigraphique . . . 743-748
plage soulevée . . . 206, 274, 589
Plaines, Glaces des - Inlandsis laurentidien . . . 163, 195, 198
Plaines intérieures méridionales du Canada
  Climat . . . 174
  Dépôts quaternaires . . . 150-157
  Géologie du substratum rocheux . . . 145-146
  Géologie économique . . . 174-175
  Histoire du Quaternaire . . . 157-172
  Physiographie . . . 146-148
  Réseau hydrographique . . . 148-149
Plaines intérieures septentrionales du Canada
  Archipel arctique . . . 124
  Climat . . . 143-144
  Dépôts quaternaires . . . 109
  Géologie du substratum rocheux . . . 105-108
  Géologie économique . . . 144-145
  Histoire du Quaternaire . . . 113-143
  Modèle maximaliste . . . 121
  Modèle minimaliste . . . 121
  Niveau marin . . . 143-144
  Physiographie . . . 108-109
Plantes, rivière des . . . 748
plaque lithosphérique . . . 86
Plaster Rock-baie des Chaleurs, Phase de . . . 446
plate-forme glaciaire
  Ross, plate-forme glaciaire de . . . 34
  Viscount Melville, plate-forme glaciaire de . . . 199, 218, 491
  Ward Hunt, plate-forme glaciaire . . . 500, 504, 505, 508
Platform, Till de . . . 309
Pléistocène . . . 1
Pléistocène inférieur . . . 2, 160-162
Pléistocène moyen . . . 2, 162-163
Pléistocène supérieur . . . 2, 163
pléniglaciaire . . . 41
Pluie, Lobe du lac à la . . . 259-260
pluies acides . . . 466, 467, 674, 675, 711
Plum Point . . . 370
Plum Point, Interstade de . . . 370, 397
podzol . . . 450, 725, 727, 728
Pointe-Fortune, Till de . . . 392
Pointe Saint-Nicolas, Till de . . . 392
Polar Bear, col . . . 486
poljé . . . 669
Polybog . . . 530
polygone . . . 241, 275, 657, 729
Ponton, plage . . . 171
Poplar, rivière . . . 746
Porcupine, collines . . . 66, 146, 777
Porcupine Hills, Formation de . . . 175
Porcupine, rivière . . . 73, 75, 139, 529, 531
Port Alberni . . . 86
Port Alice . . . 761
Port Arthur, collines de . . . 230
Port au Port, péninsule de . . . 452
Port Bruce, Stade de . . . 370, 371, 399, 569
Port Huron, exutoire de . . . 266, 373, 374
Port Huron, Moraine de . . . 371
Port Huron, Stade de . . . 371, 569
Port Stanley, Till de . . . 365, 366, 370, 371
Port Talbot, Interstade de . . . 361, 370, 397
Port Talbot I, Interstade de . . . 360, 370
Port Talbot II, Interstade de . . . 361, 367, 370
Portage, avancée ancienne du mont . . . 56
Portage, avancée récente du mont . . . 56, 68
Portage, mont . . . 68
Portage, pointe . . . 131
Portage-du-Cap . . . 543
Porter, lac . . . 549
Possession, Drift de . . . 59
post-Banks, Mer . . . 125
postglaciaire . . . 56-57
Potsdam, grès de . . . 363, 369
Pottery Road, Formation de . . . 360

Povungnituk ... 292
Prairies, péninsule des ... 565
pré-Amundsen, Mer ... 127, 133
pré-Banks, Mer ... 124
pré-Thomsen, Mer ... 126
pré-Wisconsinien ... 369
Prelate, paléosol de ... 160, 165
Presant, E.W. ... 726-727
Prest, V.K. ... 6
Prince Albert, détroit de ... 141
Prince Albert, péninsule ... 109, 110, 127, 132, 134, 141
Prince Alfred, lobe de ... 133, 136
Prince George ... 84
Prince Gustav Adolph, Mer de ... 485
Prince of Wales, basses terres de ... 203, 207
Prince of Wales, détroit de ... 109, 127
Prince of Wales, île ... 215-216, 597
Prince of Wales, lobe de ... 133, 134, 141
Prince Patrick, île ... 627
Prince Rupert ... 758
Princeton ... 765
Puget, basses terres de ... 41, 59
Puget, détroit de ... 25
Puget, lobe de ... 56
Qivitu, avant-pays de ... 306
Qu'Appelle, Moraine de ... 170
Qu'Appelle, rivière ... 168
Quadra, Sable de ... 52, 54
Quajon, fjord ... 311
Quaternaire ... 1
Quaternaire inférieur ... 435, 443
Québec ... 566
Québec, bassin de ... 374, 375
Québec, enclave argileuse du ... 289-292
Québec, Till de ... 397
Québec-Labrador, dôme du ... 198
Queen Charlotte-Fairweather, faille de ... 25
Queen Lake, réavancée de ... 222
Queen Maud, golfe ... 192, 203
Queenston, Shale de ... 365, 569, 684
racémisation des acides aminés ... 6, 115, 280, 305, 368, 587
Ramparts ... 34
Ramparts of the Porcupine ... 72
rampe de glace ... 34, 260
Ramsay, lac ... 555, 567
Rankin Inlet-Ennadai, zone de ... 706
Rannoch, Till de ... 371
Rasmussen, basses terres de ... 203, 207
Rat, rivière ... 127, 139
Ravenscrag, Formation de ... 772
ravinement ... 625, 638
Rawdon, Till de ... 441
réavancée
  Cochrane, réavancée de ... 252, 261
  Dog Lake, réavancée de ... 259
  Grands Lacs, réavancée des ... 256
  Hartman, réavancée de ... 259
  Marquette, réavancée de ... 252, 259. 373
  Queen Lake, réavancée de ... 222
  Robinsons Head, réavancée de ... 446
  Sumas, réavancée de ... 56
  Ten Mile Lake, réavancée de ... 451, 463
  Two Rivers, réavancée de ... 373
recyclage des sédiments ... 702
Red Deer ... 739
Red Deer, rivière ... 640, 746
Red Head, till de ... 440
Red Indian, basses terres du lac ... 431
Red Indian, lac ... 429, 449
Red Lake ... 252
Redstone, rivière ... 137
Redwater, rivière ... 746
Reeh, N ... 855-880
refuge glaciaire ... 522
Regina, Lac glaciaire ... 152, 170
régosol ... 723, 725
Reid, avancée de ... 75
Reid, Drift de ... 63, 75
Reid, Glaciation de ... 62-63
Reindeer, lac ... 565
Reindeer Lake ... 549
Reine-Charlotte, chaînon de la ... 65, 68
Reine-Charlotte, détroit de la ... 45
Reine-Charlotte, îles de la ... 45, 596, 746
Reine-Charlotte, refuge glaciaire des îles de la ... 522-527
Reine-Élisabeth, complexe glaciaire des îles de la ... 489
Reine-Élisabeth, hautes terres des îles de la ... 487
Reine-Élisabeth, îles de la ... 124, 599-600
  Chronologie du Quaternaire ... 486-499
  Climat ... 482
  Dépôts meubles ... 483-486
  Dernier interglaciaire ... 487
  Dernière glaciation ... 487-491
  Glaciers ... 500-509
  Île Melville méridionale ... 493
  Inlandsis du Groenland ... 495-497
  Nord-est de l'île d'Ellesmere ... 494-500
  Paléo-environnement ... 491-493
  Pergélisol ... 482
  Physiographie ... 479-482
relèvement glacio-isostatique ... 114, 322, 498, 780, 807
Remote, péninsule de ... 310
Rennell Sound, faille de ... 26
reptation ... 144, 625, 631, 638, 659
Résolution, île ... 313
retrait glaciaire ... 114, 315
Richard, P.J.H. ... 519, 552-559
Richards, île ... 109, 131
Richardson, chaînon ... 628
Richardson, monts ... 33, 65, 71, 127, 137-139, 528
Richmond, golfe de ... 196, 293
Richmond, Till de ... 440
Riding, hautes terres du mont ... 549
Riding, mont ... 146
Rigaud, monts ... 375
Ringnes, île ... 485
Rink Isbrae ... 859
Ritchie, J.C. ... 519, 547
River Inhabitants ... 545
Rivière à la Patate, Till de ... 453-454
Rivière aux Vaches, argiles de ... 394
rivière de la Paix, basses terres de la ... 147
Rivière Jupiter, Till de ... 454
Roaring River, Argile de ... 154, 163
Robeson, détroit de ... 495
Robinson ... 532
Robinsons Head, réavancée de ... 446
roches moutonnées ... 252
Roches Moutonnées, lac des ... 566
Rocheuses du Nord, sillon des ... 51, 52, 54
Rocheuses du Sud, sillon des ... 56
Rocheuses, montagnes ... 27, 628, 724, 758, 759
Rodd, baie ... 225
Rogers, col ... 758
Romaine, rivière ... 287
Rosa, Formation de ... 163
Ross, plate-forme glaciaire de ... 34
Rouge, lobe de la rivière ... 254, 256
Rouge, rivière ... 777
Roulier, Moraine de ... 260, 289
ruissellement ... 640, 642
Running, rivière ... 131
Rupert, crue de ... 291
Rupert, rivière ... 276, 292

Russel ... 565
Russell, Stade de ... 133, 141, 142
Rutter, N.W. ... 60-73
Ryans, baie ... 283
Ryder, J.M. ... 29-32, 49-60, 77-79
rythmite ... 274, 485
Saanichton, Gravier de ... 55
Saanieh, inlet ... 563
Sabine, Phase de ... 135, 139
Sabine, pointe ... 131, 135
Sable, cap ... 461
Sable, île de ... 464
Sachigo, Moraine interlobaire de ... 236, 256, 257
Sachs Harbour ... 133
Sachs, Till de ... 127, 133
sackung ... 462, 663
Saddle collines ... 77
Saglek, banc de ... 280
Saglek, fjord ... 283
Saglek, Glaces de ... 277
Saglek, Glaciation de ... 277
Saglek, Moraines de ... 277
Saguenay, rivière ... 270, 287, 375, 646
Saint-Anne, rivière ... 288, 387, 388, 407
Saint-Antonin, Moraine de ... 386, 403
Saint-Bruno, mont ... 403
Saint-Charles, rivière ... 407
Sainte-Claire, lac ... 362, 367
Saint-François, lac ... 379, 382, 383, 406
Saint-François-du-Lac, formation de ... 396
Saint-François, rivière ... 394, 399
Saint-Jean, lac ... 634, 728, 401
Saint-Jean, rivière ... 379, 432, 443, 445, 446, 727
Saint-Jean-Vianney ... 200, 633
Saint John, moraine de ... 446
Saint-Laurent, basses terres du ... 281, 626, 646
(voir aussi « Saint-Laurent, vallée du » et « Grands Lacs »)
Saint-Laurent, fleuve ... 259, 626, 642, 646, 648
Saint-Laurent, golfe du ... 281, 432, 451, 634, 727, 784
Saint-Laurent, plate-forme du ... 423
Saint-Laurent, vallée du ... 192, 594, 713
  Climat ... 380
  Dépôts quaternaires ... 380-389
Géologie du substratum ... 374-375
  Géomorphologie ... 375-380
  Histoire du Quaternaire ... 389-407
Saint-Louis, lac ... 383, 406
Saint-Maurice, rivière ... 288, 388, 406
Saint-Maurice, vallée du ... 407
Saint-Narcisse, Moraine de ... 274, 383, 387, 388, 396, 401, 405, 407
Saint-Nicolas ... 388
Saint-Pierre I, événement de ... 381
Saint-Pierre, Interstade de ... 387, 360, 369, 394, 396
Saint-Pierre, Intervalle de ... 389-396
Saint-Pierre, lac ... 367, 382, 383, 406
Saint-Pierre, Sédiments de ... 360, 369, 380, 381, 383, 387, 389, 392, 394, 396, 397, 587
Sainte-Marie, Moraine de ... 454
Sainte-Marie, Till de ... 454
Sakami, Moraine de ... 274 , 291, 558
Salmo ... 758
Salmon River, Sable de ... 437
Saltcoats, Lac glaciaire ... 170
Sand Hills, Moraine de ... 133
Sand, rivière ... 773
sandre (voir sandur) ... 303, 366
Sandspit, faille de ... 26
sandur (voir sandre)
Sandwich, baie ... 286
Sandy, anse ... 442
Sangamonien ... 2, 163, 310, 458, 834, 843
sangamonien, Interglaciaire ... 127, 215, 246-247, 359, 361, 369, 380, 436, 440, 445, 537, 543, 544, 545
Saskatchewan, delta de la ... 171
Saskatchewan, Graviers et Sables de la ... 146
Saskatchewan, Lac glaciaire ... 170
Saskatchewan Nord, rivière ... 67, 649, 746, 777
Saskatchewan, plaine de la ... 146
Saskatchewan, rivière ... 28, 626, 643
Saskatchewan Sud, rivière ... 154, 531, 634, 777
Saskatoon ... 154
sastrugi ... 862
Sauble Beach ... 362
Saugeen, rivière ... 357, 362, 367
Saulnierville, Till de ... 440
Sault Ste. Marie ... 229, 374
Saunders, île ... 809, 843
Savante, lac ... 748
Scarborough, falaise ... 359, 365, 367, 369, 370, 632
Scarborough, Formation de ... 360, 367, 369
Schefferville ... 276
Schomberg, Lac glaciaire ... 366, 367
Schuyter Point, Mer de ... 133, 141
Schweger, C.E. ... 519, 527-535, 560-569
Scolithos, quartzite de ... 815, 818
Scoresby Sund ... 813, 814, 820, 832, 863
Scoresby Sund, glaciation de ... 815, 818, 843
Scott, J.S. ... 768-779
Scugog, lac ... 357
Seal, rivière ... 217, 254
Sebaskachu-Little Drunken, système morainique de ... 286
séisme ... 86-87, 407
Selkirk, monts ... 758
Selwyn, mont ... 27, 41
Semiahmoo, Drift de ... 52
Semiahmoo, Glaciation de ... 52
Seminary, Till de ... 370
Sept-Îles ... 566
Sermilik, fjord ... 812
Sermilik, glacier ... 857
seuil d'englaciation ... 192
Severn, hautes terres de ... 230
Severn, rivière ... 249
Shakwak, Drift de ... 62
Shaler, monts ... 109, 133, 134, 141
Shallow, baie ... 138
Shawinigan, Stade de ... 401
Shediac, vallée de ... 447
Sheep Creek, téphra de ... 63
Shefford, mont ... 405, 407
Sheguiandah, Phase de ... 289
Shelburne, Till de ... 399
Shell, Formation de ... 163
Shubenacadie, rivière ... 441
Shulie Lake, Till de ... 441
Shuswap, hautes terres de ... 77
Sibbald, ruisseau ... 535
Silver, lac ... 567
Silver, ruisseau ... 62, 65, 529
Simcoe, lac ... 274, 289, 351, 356, 362
Simcoe, lobe du lac ... 355, 371
Similkameen, rivière ... 652
Simpson, basses terres de ... 207
Sipiwesk-Cantin, moraines de ... 258
Sisimiut, glaciation de ... 806, 807, 810, 830, 844
Sisson Brook, traînée de dispersion de ... 708
Sitidgi Lake, Stade de ... 138, 140, 142
Skeega, rivière ... 33
Skeena, mont ... 27
Skeena, rivière ... 28, 55, 758
skjär, côte à ... 807
Slaymaker, H.O. ... 625-628
Sleet, lac ... 566

Smallwood, réservoir 294
Smith, M.W. 621-625
Smith, cap 293
Smith, détroit de 489
Smokey, rivière 532
Smoky, rivière 71
Snake River, till de 131
Snake, rivière 127, 138
sols du Canada
  Arctique canadien 728-729
  Basses terres du Saint-Laurent 726-727
  Cordillère 723, 724-725
  Plaines intérieures 725-726
  Région de l'Atlantique 727-728
  Région du Bouclier 728
sol organique 725-728
sol polygonal 189
sol strié 144, 189
sol structuré 144, 189, 627, 659
solifluxion 34, 40, 71, 271, 447, 453, 454, 465, 658, 824
solonetz 723, 726
solum 703
Somerset, île 142, 215, 480
Søndre Strømfjord 805
Sorel, îles de 406
soulèvement gélival 639, 653-654
Souris, chenal 169
Souris, Formation de 146
Souris, Lac glaciaire 169, 170
Souris, lobe de 169
South, calotte glaciaire du mont 441, 442
South, mont 441
South Nahanni, rivière 137
South Nation, rivière 633
Southampton, île 262, 297, 300, 316, 597
Southwold, Drift de 370
spéléothèmes 669
spin électronique, résonance du 160
Spiral Tunnels 760
Squamish, rivière 666
Squeah, lac 561
St. Davids, gorge de 370
St. Elias, monts (chaîne) 25, 26, 27, 724, 628
St. Georges, baie 449, 463
St. Helens, mont 670
St. Lawrence, baie 437, 440. 543
St. Louis, lobe de 256
St. Louis, Sous-lobe de 233, 256
St. Malo, Formation de 163
St. Marys, baie 441
St. Marys, rivière 260
St. Paul, rivière 287
stade
  Ayr Lake, Stade d' 310
  Baffinland, Stade de 310, 312
  Bécancour, Stade de 394
  Disko, Stade de 813, 846
  Franklin Bay, Stade de 134, 139, 142
  Gentilly, Stade de 396
  Huron, Stade 399
  Kap Mackenzie, Stade de 818
  M'Clure, Stade de 127, 133, 134, 136, 141, 142
  Milne Land, Stade de 815, 820, 844, 846
  Nebraskien, Stade du 532
  Nicolet, Stade de 394
  Nissouri, Stade de 365, 370
  Pipun, Stade 171
  Port Bruce, Stade de 370, 371, 399, 569
  Port Huron, Stade de 371, 569
  Russell, Stade de 133, 141, 142
  Shawinigan, Stade de 401
  Sitidgi Lake, Stade de 138, 140, 142
  Sunneshine, Stade de 310
  Taserquat, Stade de 846
  Toker Point, Stade de 131, 134, 135, 139, 142
  Trois-Rivières, Stade de 396, 397
  Vashon, Stade de 56
Stakel, lac 294
Stanley, Lac glaciaire 257, 260, 265, 373
Stanton, Sédiments de 126, 132
Stauning Alper 821
Steep Rock, traînée de dispersion de 707
Stewart 758
Stewart, rivière 63
Stewiacke, rivière 441
Stikine, plateau de 27, 41
Stikine, rivière 28, 51
Stikine, zone volcanique de 26, 663
Stirton, Till de 371
Stoke, moraine des monts 400
Storm, cap 491, 591, 597
Stoughton, Moraine de 169
Stratford 568
Stratford, Till de 371
Strathcona, détroit de 683
stratigraphie isotopique marine 2, 3, 6
sturzstrom 630
submersion marine 489
submersion postglaciaire 589-605
succession végétale 552
Sud, province du 230
suffosion 625, 627, 632, 638, 640
Sugarloaf, lac 567
Sultan, Lac glaciaire 260
Sumas, Drift de 56
Sumas, réavancée de 56
Sundance 245
Sunneshine, Stade de 310
Sunnybrook, Drift de 369, 370
Sunnybrook, Till de 369
Sunwapta, lac 651
Supérieur, lobe du lac 252, 259-260
surcharge glacio-isostatique 114, 322, 489, 585, 831
Surprise Creek, téphra de 72
Sutherland, Groupe de 162, 769, 776
Sutton, collines 240
Sutton, crête 266
Sutton, monts 375
Svartenhuk, épisode marin de 810
Svartenhuk, sédiments marins de 834, 843
Sverdrup, bassin de 479, 483, 485
Sverdrup, glacier 503
SW, lac 549
Swampy Bay, rivière 294
Swan, collines 71, 146, 147, 175
Swan River 771
Swift Current, chenal 169
Swift Current, vallée de 772
Sydkap, glacier 505
Sydney, Interstade de 361
Sylvan Lake, Till de 68
Tadoule, lac 233
tafoni 277
talik 657
Tamagodi, Till de 455
Tanquary, fjord 489, 497, 498
taphrogenèse 109
Tarnocai, C. 728-737
Taserquat, Stade de 846
Tasiuyak, Moraines de 283
Tasu 524
taux d'émersion 265, 600, 605
taux de submersion 600, 605
Tavistock, Till de 365, 366, 371

Tee lakes, Formation de 163
Témiscamigue, basses terres du 558
Témiscaming, Phase de 289
Témiscamingue, lac 189, 252, 401, 714
Ten Mile Lake, Moraine de 450, 455, 465
Ten Mile Lake, réavancée de 451, 463
téphra 38, 53, 154
Terra Nivea, calotte glaciaire de 318
Terrace 56, 758
terrane 23
terrasse de kame 34, 807, 815
Terre-Neuve, calottes glaciaires de 286, 458
Terre-Neuve, hautes terres de 426, 447, 459, 727
terres humides 274, 357, 729
Thames, rivière 355, 356, 357, 362
The Pas, Moraine de 168, 221
The Pas, plage 256
Thelon, bassin de 213
Thelon, esker de 222
Thelon, Formation de 210
Thelon, rivière 216
thermokarst 34, 486, 627
thermoluminescence 72, 251, 368, 389, 394
Thesiger, baie 133
Thesiger, lobe de 133
Thetford Mines, traînée de dispersion de 707
Thompson 549
Thompson, glacier 489
Thompson, rivière 57, 627
Thomsen, Glaciation de 126-127, 493
Thomsen, glacier de 126
Thomsen, rivière 126, 133
Thomson, Moraine de 169
Thoresby, mont 283
Thorncliffe, Formation de 370
thufur 729
Thuléen 491
Thunder Bay 252, 256
Tiedemann, glacier 79
till
- Adam, Till d' 249
- Albertan, Till 44, 65, 162
- Amery, Till d' 245
- Ange Gardien, Till de l' 399
- Anticosti, Till de l'île d' 454
- Athabasca, Till d' 68
- Baker, Till de 126
- Bar Harbour, Till de 134, 136
- Baseline, Till de 67
- Beaver River, Till de 441
- Bécancour, Till de 392, 394
- Bernard, Till de 113
- Bolduc, Till de 134, 493
- Bow Valley, Till de 68
- Brocket, Till de 162
- Buckland, Till de 131
- Buffalo Lake, Till de 68
- Burlington, Till de 399
- Canning, Till de 370
- Catfish Creek, Till de 365, 366, 370
- Chaudière, Till de 397
- Donnacona, Till de 392
- Dundas, Till de 125, 485, 493
- Early Cordilleran, Till 67
- Eatonville, Till d' 440
- Edson, Till d' 68
- Elma, Till d' 365, 371
- Ernst, Till de 68
- Erratics Train, Till d' 68
- Flat River, Till de 67
- Gentilly, Till de 387, 394, 397, 399
- Grand-Volume, Till de 455
- Halton, Till de 365
- Hants, Till de 440
- Hartlen, Till de 437
- Hummingbird, Till de 67
- Icefield, till d' 65
- Jackfish Creek, Till de 68
- Jesse, Till de 127, 133, 134
- Joggins, Till de 440
- Johnville, Till de 382, 387, 392
- Kellett, Till de 126
- Kipling, Till de 249
- Labuma, Till de 44, 65, 162
- Lamoral, Till de 70
- Langis, Till de 455
- Lawrencetown, Till de 440
- Lennoxville, Till de 397, 399
- Liddon, Till de 134, 493
- Main Brook, Till de 436, 457
- Marlboro, Till de 68
- Marsh Creek, Till de 67
- Maryhill, Till de 366, 371
- Matheson, Till de 252
- Maunsell, Till de 67, 162
- Maycroft, Till de 67
- McCarron Brook, Till de 440
- McConnell, Till de 63
- Meadowcliffe, Till de 370
- Mercy, Till de 134
- Mornington, Till de 365, 371
- Odanak, Till d' 392
- Petite Matane, Till de 455
- Platform, Till de 309
- Pointe-Fortune, Till de 392
- Pointe Saint-Nicolas, Till de 392
- Port Stanley, Till de 365, 366, 370, 371
- Québec, Till de 397
- Rannoch, Till de 371
- Rawdon, Till de 441
- Red Head, till de 440
- Richmond, Till de 440
- Rivière à la Patate, Till de 453-454
- Rivière Jupiter, Till de 454
- Sachs, Till de 127, 133
- Sainte-Marie, Till de 454
- Saulnierville, Till de 440
- Seminary, Till de 370
- Shelburne, Till de 399
- Shulie Lake, Till de 441
- Snake River, till de 131
- Stirton, Till de 371
- Stratford, Till de 371
- Sunnybrook, Till de 369
- Sylvan Lake, Till de 68
- Tamagodi, Till de 455
- Tavistock, Till de 365, 366, 371
- Toker Point, Till de 135
- Wartburg, Till de 365, 371
- Wentworth, Till de 371
- Winter Harbour, Till de 141, 218, 493
- York, Till de . . . . 359 till 36, 151, 207, 230, 270, 306, 363-366, 383-387, 437, 440, 441, 449, 484

till bosselé 223
till d'ablation 233
till de fond 218, 233
till de fusion 216, 233, 272, 806, 807
till fuselé 137
till résiduel 271
Timiskaming, Série de 252
Timmins 252
Tingwick-Ulverton, Moraine de 400
Tinney, pointe 140
Tintina, faille de 25

Tintina, fosse de . . . 67
Tintina, sillon de . . . 27, 67
Tinutyaruik, Moraine de . . . 281
Toker Point, Stade de . . . 131, 134, 135, 139, 142
Toker Point, Till de . . . 135
Tom Creek, Silt de . . . 63, 65
Tonquin, col . . . 565
tor . . . 71, 206, 277, 299, 443, 448, 454, 654, 655, 807, 818
Torngat, monts . . . 277-281, 559, 628
Torngat, Zone d'altération de . . . 277
Toronto, varves de . . . 367
Touchwood, collines . . . 147
tourbe . . . 38, 154, 241, 486, 491
tourbe, Ressources au Canada . . . 729-737
tourbière minérotrophe . . . 206, 241, 275, 732
tourbière oligotrophe . . . 206, 241, 275, 549, 729
Tracadie, péninsule de . . . 446
traces de fission . . . 33, 162
traînée de dispersion . . . 201, 233, 449, 701
Tremblant, mont . . . 780
Trent, rivière . . . 373
Trenton, Calcaire de . . . 375, 379
Trois-Pistoles . . . 403
Trois-Rivières, Stade de . . . 396, 397
Trout, lac . . . 257
tsunami . . . 86, 467
Tuktoyaktuk . . . 566
Tuktoyaktuk, péninsule . . . 109, 530, 627
Turtle, mont . . . 146, 765
Tutsieta Lake, Moraine de . . . 138, 139
Tutsieta Lake, Phase de . . . 132, 134, 138, 139, 140, 142
tuya . . . 34, 51
Twelvemile, falaise . . . 75
Twin Tamarak, lac . . . 549
Two Creeks, Interstade de . . . 256, 371-374
Two Creeks, Intervalle de . . . 394
Two Loon, drift de . . . 277
Two Loon, Moraine de . . . 283
Two Rivers, Moraine de . . . 256
Two Rivers, réavancée de . . . 373
Tyner, vallée de . . . 772
Tyrrell, J.B. . . . 4
Tyrrell, Mer de . . . 262-265, 272, 552, 558
U-Th . . . 59, 115, 305, 538
Ublik, étang . . . 555, 557
Umanaq Bugt . . . 861, 862
Ungava, baie d' . . . 285, 316, 589, 600
Ungava, péninsule d' . . . 293, 315
Ungava, plateau d' . . . 318
Unity, Lac glaciaire . . . 170
Upham, W. . . . 4
Upper Arrow, lac . . . 38
Upper Waterfowl, lac . . . 652
Valentine, K.W.G. . . . 720-721, 724-725
Vancouver . . . 82, 84
Vancouver, île de . . . 34, 86
varvaire, chronologie . . . 560
Vashon, Drift de . . . 56
Vashon, Stade de . . . 56
Vedder, rivière . . . 649
végétation postglaciaire
  Forêt boréale . . . 547-552
  Québec-Labrador . . . 552-559
vêlage, baie de . . . 399-401
ventifact . . . 669
Vermilion River, Formation de . . . 777
Vermilion, rivière . . . 748
Vermillion, lac . . . 535
Vermont, Lac glaciaire . . . 373, 388, 400
Victoria . . . 82, 84
Victoria, île . . . 134, 141, 479, 485
Vieilles-Forges, rythmites des . . . 396
Vieilles-Forges, silts des . . . 387
Vincent, J-S . . . 103, 104-145, 188-201, 266-295
Viscount Melville, détroit de . . . 141-143, 494
Viscount Melville, plate-forme glaciaire de . . . 199, 218, 491
Vixen Lake, traînée de dispersion de . . . 707
Wabamun, lac . . . 776
Wabamun Lake . . . 776
Wabush . . . 276
Waconichi, avancée de . . . 292
Waddy Lake, traînée de dispersion de . . . 707
Wager, baie . . . 207
Wanapietei, rivière . . . 748
Wapawekka, plateau de . . . 147
Ward Hunt, plate-forme glaciaire . . . 500, 504, 505, 508
Warren, Lac glaciaire . . . 356, 366, 371, 569
Wartburg, Till de . . . 365, 371
Wasaga Beach . . . 362
Wascana Creek, cendres de . . . 160
Wascana, ruisseau . . . 154, 162
Waskesiu, plateau de . . . 147
Waterdown, moraine de . . . 569
Waterhen, rivière . . . 746
Waterloo, Moraine de . . . 353, 357
Waterton I, avancée de . . . 162
Waterton II, avancée de . . . 67
Waterton III, avancée de . . . 67
Waterton IV-Hidden Creek, avancée de . . . 68
Waterton, lacs . . . 44
Watino . . . 71, 154, 165, 532
Watino, Intervalle de . . . 165
Webb, K. . . . 727-728
Wellsch Farm, Formation de . . . 160
Wellsch, vallée de . . . 154, 160
Wentworth, Till de . . . 371
Wernecke, monts . . . 65
West, rivière . . . 134
Westlynn, Drift de . . . 51, 59
Westwold, Sédiments de . . . 52, 59
Weyburn, lobe de . . . 169
Whidbey, Formation de . . . 59
White, O.L. . . . 785-789
White Channel, graviers de . . . 33, 67, 70, 745
White, glacier . . . 503, 505
White River . . . 233
White River, cendres de . . . 725
Whitehorse . . . 84
Whitewater, Moraine de . . . 259
Whittlesey, Lac glaciaire . . . 356, 366, 371
Whycocomagh . . . 441
Wigwam Creek, Formation de . . . 248
Windigo, lac . . . 252
Windigo, lobe de . . . 235
Windigo, Moraine de . . . 240
Wingham-Dundas, vallée de . . . 351
Winisk, rivière . . . 240, 263
Winnipeg, lac . . . 192, 253, 648
Winnipegosis, lac . . . 233
Winona, bloc . . . 25
Winter Harbour, Till de . . . 141, 218, 493
Wisconsinien . . . 2, 163-171, 195-197, 310, 457-458, 830, 834, 843-845
Wisconsinien, Glaciation du . . . 132, 537, 720
Wisconsinien inférieur . . . 369-370, 458
Wisconsinien inférieur, Glaciation du . . . 132, 163-165
Wisconsinien, Interstade . . . 136-137
Wisconsinien moyen . . . 360-361, 370, 440, 445, 458-459
Wisconsinien supérieur . . . 142, 196-197, 252, 295, 370, 399, 445, 459, 461-464
Wisconsinien supérieur, Glaciation du . . . 137-143, 165-168, 594, 596
Wollaston, Lac glaciaire . . . 208

Wollaston, péninsule 110, 141
Wolstenholme, cap 293
Wood, mont 146, 158
Woodmore, Formation de 163
Woody, anse 449, 543
Worth Point, falaise de 124, 126, 144
Wrangel, baie 497
Wrangell, zone volcanique de 26, 663
Wrigley, lac 137
Wunnummin 252
Wyoming-Banks, moraines de 371
Wyoming, Moraine de 353, 371
xérothermique, intervalle 73, 561, 563
Yakoun, rivière 71
Yakutat, terrane de 25
Yale 561
Yamnuska Bog 533
Yarmouthien 162, 173
Yelle, lac 567
Yeltea, lac 138
York, Drift de 369
York, Till de 359
Young, cap 140
Yukon 127, 522
Yukon, fleuve 33, 34
Yukon, plaine côtière du 73, 77, 131, 135
Yukon, plateau du 27, 62, 724
Zeballos 86
Zelena 165
zonation latitudinale 552